

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES FENSTERS VON BOBBIO

UND DER AUFLAGERNDEN DECKEN

(Provinz Piacenza, Italien)

INAUGURAL - DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

HANS - ULRICH SCHLÜTER

aus Berlin

1968

1969

Druck:
ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e. V.
DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE
1 Berlin 33, Garystr. 45

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES FENSTERS VON BOBBIO
UND DER AUFLAGERNDEN DECKEN
(Provinz Piacenza, Italien)

INAUGURAL - DISSERTATION
zur Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
HANS - ULRICH SCHLÜTER
aus Berlin
1968

1. Referent: Prof. Dr. M. Richter
2. Referent: Prof. Dr. H.-J. Schneider

Tag der mündlichen Prüfung: 18. Juli 1968

Tag der Promotion:

20. MRZ. 1969

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Freien Universität Berlin



I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
A. VORWORT.....	5
B. EINLEITUNG.....	6
I. Übersicht über ältere Arbeiten.....	6
II. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes....	10
III. Kartenunterlagen und Problemstellung.....	11
C. STRATIGRAPHISCHER TEIL.....	13
I. Allochthon.....	13
I.1 <u>Liguriden III</u>	13
I.11 Radiolarit.....	13
I.12 Maiolica.....	14
I.13 Argille scagliose.....	15
I.131 Palombino-Argille.....	16
I.132 Brekzien-Argille.....	18
I.133 Olisthostrom-Argille.....	19
I.14 Polygene Kalkbrekzie.....	19
I.15 Magmatite.....	20
I.151 Ophikalzit, Ophikalzitbrekzie.....	21
I.152 Serpentin.....	22
I.153 Gabbro, Diabas (Spilit), Pillow-Lava.....	25
I.154 Granit.....	27
I.2 <u>Liguriden III - Brekzien-Serie</u>	29
I.21 Brekzien-Serie.....	29
I.3 <u>Liguriden II</u>	33
I.31 Ostia-Sandstein.....	33
I.311 Brekzien des Ostia-Sandsteins.....	36
I.32 Buntschiefer-Serie.....	37
I.33 Orocco-Caio-Alberese.....	39
I.331 Antola-Typ.....	40
I.332 Curone-Typ.....	43
I.4 <u>Liguriden I</u>	46
I.41 Penice-Kalk.....	46
I.42 Kalk-Ton-Serie.....	51
I.421 Einschaltungen in der Kalk-Ton-Serie am M. Aserei (Petrignacola-Sandstein I des Braticatales).....	54
I.422 Sandsteine der Kalk-Ton-Serie im Nuretal bei Rompeggio (Gropo Sovrano ?).....	55
I.43 Serie von Metteglia (P.te Bratica-Sandstein)	56
II. <u>Paraautochthon</u>	58
II.1 Graumergel-Serie.....	58
II.11 Olisthostrome in der Graumergel-Serie.....	60
II.2 Aveto-Sandstein (Petrignacola-Sandstein)...	60
II.21 Konglomerate des Aveto-Sandsteins.....	63
III. <u>Autochthon</u>	68
III.1 Mergel von Brugnello.....	68
III.2 Sandsteine von Bobbio (Cervarola-Sandstein)	71
III.21 Konglomerate der Sandsteine von Bobbio.....	78
III.3 Hangend-Mergel.....	81
III.31 Olisthostrome in den Hangend-Mergeln.....	83

IV.	Posttektonische Bildungen.....	89
IV.1	Moränen und Gletscherseen.....	89
IV.2	Flußterrassen.....	89
IV.3	Bergschlipfe ("Frane").....	90
IV.4	Hangschuttbrekzien.....	91
D.	TEKTONISCHER TEIL.....	92
I.	Einführung.....	92
II.	Das Autochthon.....	92
III.	Das Parautochthon.....	100
IV.	Die Liguriden I.....	103
V.	Die Liguriden II.....	107
VI.	Die Liguriden III.....	110
VII.	Die Liguriden III - Brekzien-Serie.....	112
VIII.	Alter und Ablauf der Bewegungen.....	113
IX.	Großgeologische Betrachtungen.....	117
E.	DER BERGBAU IM OBEREN NURETAL.....	123
F.	ZUSAMMENFASSUNG.....	128
G.	LITERATURVERZEICHNIS	134
H.	LEBENS LAUF	
I.	ANLAGEN:	
	1 Geologische Karte	
	1 Tektonische Karte	
	1 Profiltafel	

A. VORWORT

An dieser Stelle möchte ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. M. Richter, für die Anregung zur vorliegenden Arbeit Dank sagen. Durch seine Ausbildung und Unterstützung war es mir möglich, nicht nur geologische Probleme außerhalb Deutschlands kennenzulernen, sondern auch Eindrücke eines so reizvollen Landes wie Italien zu sammeln, die sich erst bei einem längeren Auslandsaufenthalt einstellen.

Mein besonderer Dank gilt auch Herrn Dr. K.-J. Reutter für die Betreuung und die anregenden Diskussionen im Gelände, sowie für das große Interesse, das er dem Fortgang der Arbeit entgegenbrachte.

Ebenfalls möchte ich Herrn Professor Dr. K.-R. Mehnert für seine mineralogische und petrographische Ausbildung danken. Für die freundliche Beratung in petrographischen Fragen gilt mein Dank den Herren Dr. F. Bartel und Dipl.Min. R. Ballhorn vom mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin. Besonders dankbar bin ich Herrn Professor Dr. H. Hagn (München), der mir trotz Arbeitsüberlastung einige mikropaläontologische Proben bestimmte.

Für die freundliche Beratung bei Fragen statistischer Darstellungsmethoden danke ich Herrn Dr. H. Ibbeken.

Zum Schluß möchte ich allen Kollegen vom Geologischen und Paläontologischen Institut der Freien Universität Berlin danken, die durch Diskussionen und durch ihre freundliche Anteilnahme an den Problemen der Apenningeologie zum Gelingen der Arbeit beitrugen.

Für eine finanzielle Zuwendung sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt.

Spezialmente voglio ringraziare il Professor Dr. G. Zanzucchi quanto il Professor Dr. F. Barbieri del Istituto di Geologia dell' Università di Parma della loro cordiale accoglienza e del loro amichevole aiuto. Il mio ringraziamento include tutti i miei amici italiani, particolarmente la famiglia Labati di Ferriere per la loro gentilissima ospitalità.

B. EINLEITUNG

I. Übersicht über ältere Arbeiten

Am Ende des 19. Jahrhunderts und seit Beginn dieses Jahrhunderts beschäftigten sich zahlreiche Geologen intensiver mit den Flyschsedimenten des Nordapennins. Wegen der Fossilarmut der Gesteine war eine genaue stratigraphische und damit verbunden auch eine tektonische Einordnung nicht immer möglich. Die Folge davon waren mehrere, sich zum Teil widersprechende Theorien. M. ANELLI (1938), B. LOTTI (1883), D. ZACCAGNA (1932) u.a. nahmen im Nordapennin eine normale, autochthone Sedimentfolge mit Nummuliten führenden Kalken an der Basis an. Darüber sollten der Macigno, die "Argille scagliose" mit Ophiolithen und der Alberese folgen.

Als erster erkannte F. SACCO (1891) eine Überlagerung tertiärer Sedimente durch Mesozoikum, erklärte sie aber durch liegende Falten. Nach Inoceramenfunden über tertiären Gesteinen rechnete er die "argilloscisti e argille scagliose con nemertiliti ecc. ed interstrati arenacei e calcarei a calpionella" mit den Ophiolithen zum Kreidesystem.

1907 sieht sich G. STEINMANN veranlaßt für den Nordapennin einen Deckenbau anzunehmen. Nach ihm sollten die aus der Tyrrhenis stammenden, ligurischen Sedimente als Gleitdecke über den toskanischen Untergrund nach Norden transportiert worden sein.

O. LUDWIG (1929) ging bei seinen Überlegungen von der STEINMANNschen Idee des Deckenbaues aus. Er gliederte die Sedimente bei Bobbio in einen autochthonen "toskanischen" Untergrund mit den tertiären Serien des Macigno, des Kalk-Ton-Horizontes (Kalk-Ton-Serie) und dem Foraminiferen-Mergelkalk (Penice-Kalk). Darüber folgte mit tektonischem Kontakt die ligurische Ophiolithformation.

Der Entschlüsselung des apenninen Bauplans waren dann vor allem die Arbeiten von J.P. SCHNEIDER (1935), R. TEICHMÜLLER (1934/35), H.W. QUITZOW (1935) und P. DE WIJKERSLOOTH (1934) gewidmet. Von diesen Autoren wurde eine einheitliche "Liguride Decke" konstruiert, deren Wurzelzone im Gebiet des

heutigen Tyrrhenischen Meeres liegen sollte. Während des M.Lutetien - O.Priabonien sollten die ligurischen Sedimente nach NE, in Richtung Poebene, bewegt worden sein. Dagegen postulierten G. ROVERETO (1926) und R. STAUB (1932) einen umgekehrten Bewegungsablauf, d.h. sie betrachteten die Poebene als ursprünglichen Sedimentationsraum der ligurischen Decke. Beide Ansichten machten eine beachtliche Schubweite notwendig, die mit den Mächtigkeiten der transportierten Sedimente in keinem Verhältnis stand. In den Arbeiten der anschließenden Jahrzehnte wurden hauptsächlich neue Theorien über den Transportmechanismus der ligurischen Decke entwickelt, denn es zeigte sich, daß ein Deckenbau alpinen Typs nicht vorlag. Die zuerst von M. ANELLI (1936) ausgesprochenen Überlegungen beruhen auf der Annahme, daß Sedimentpakete durch Reliefunterschiede in Bewegung geraten und der Schwerkraft folgend in tiefere Meeresbereiche abwandern können. Daraus entwickelte C.I. MIGLIORINI (1948) die neue Theorie der "cunei composti", worunter Aufwölbungen an keilförmig verlaufenden Störungen verstanden werden, von denen die Sedimentpakete abgerutscht sein sollen. Eine Weiterführung dieser Gedankengänge wurde von G. MERLA (1952) vorgenommen. Er nahm im N-Apennin insgesamt 7 tertiäre Runzelzonen ("rughe tettoniche") an, die nach NE zeitlich und räumlich aufeinander folgen sollten. Von ihnen wären dann die verschiedenen ligurischen Gesteine, der Schwerkraft entsprechend, in die jeweilige Vortiefe abgeglitten und als orogene Bergstürze (frane orogenetiche) nach NE auf toskanische Sedimente verfrachtet worden. Die letzten anderthalb Jahrzehnte brachten eine wesentliche Verfeinerung der paläontologischen Altersbestimmung. Dabei stellte sich heraus, daß die "Liguride Decke" nicht aus einem einzigen tektonischen Komplex aufgebaut wird, sondern aus mehreren tektonischen Stockwerken besteht. Eingehende Untersuchungen, auch von seiten des Geologischen Institutes der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN, förderten die bisher übersehenen tektonischen Kontakte zutage.

In der 1960 von P. ELTER, E. GIANNINI, M. TONGIORGI und L. TREVISAN entwickelten Arbeitshypothese werden diese Tatsachen in Rechnung gestellt. Die Autoren der Pisaner Schule unterscheiden im ganzen vier verschiedene Decken: Die Basis

bildet der metamorphe, toskanische Untergrund (Toskaniden I); darüber folgt die erste Decke, nicht metamorphes Toskanikum (falda toscana). Als zweite Decke sollen der Oberkreide- und der Tertiär-Alberese fungieren (falda dell'alberese), die selber von der Ophiolithformation als dritter Decke überlagert werden (falda ofiolitifera). Den Schluß soll der allochthone Antola- bzw. Cassio-Alberese bilden (falda del flysch ad elmintoidi).

Im Unterschied zu diesen beträchtlichen Schubweiten rechnet M. RICHTER (1963) mit begrenzten Überschiebungsbeträgen bis zu 20 km als Ergebnis eines diapirartigen Empordringens der Argille scagliose. Bei diesen Bewegungen wären die Kreidesedimente in Schollen zerlegt und auf tertiäre Serien überschoben worden. Die ligurischen Sedimente würden sich heute im wesentlichen noch dort befinden, wo auch der ligurische Trog lag.

Auch durch die Annahme eines emilianischen Faziesgebietes (K.J. REUTTER & C.W. SAMES 1964) im Nordosten, mit Sedimenten, die lithofaziell denen des Ligurikums gleichen, wurden die großen Überschiebungsweiten reduziert. Die genannten Autoren rechnen mit einem Emilianischen Sedimentationsraum, der der Ligurischen Eugeosynklinale im NW benachbart, im SW dagegen durch die Toskanische Miogeosynklinale von ihr getrennt sein würde. Während der apenninen Tektogenese wären Sedimente der Emilianischen Fazies in begrenztem Umfang auch nach SW bewegt worden.

Der Erforschung dieses Emilianischen Sedimentationsraumes und des Überganges in die Ligurische Fazies waren die Arbeiten von G. GOLDBERG (1965), K.D. KRANPE (1964), J. LOESCHKE (1965), H. MARKWICH (1964) und K.H. SCHULZE (1965) gewidmet.

Aufgrund von Faziesunterschieden gegenüber der Normalausbildung Ligurischer Sedimente nimmt W. KUBE (1965) für die Gesteine des Avetotales eine NE-Ligurische Grenzzone an. In der Publikation von G. ELTER, C. STURANI & M. WEIDMANN (1966) sowie in der neueren Arbeit von F. BALDACCII, P. ELTER, E. GIANNINI, G. GIGLIA, A. LAZZAROTTO, R. NARDI & M. TONGIORGI (1967) wird mit Hilfe paläogeographischer und tektonischer Ergebnisse eine Synthese des Nordapennins vorgenommen. Alle

Autoren befürworten eine Zweiteilung des ligurischen Sedimentationsraumes. Sie unterscheiden eine "zona interna", deren Flyschserien nur bis zum Paläozän reichen und eine "zona esterna", in der eine kontinuierliche Sedimentation bis in das Oligozän nachweisbar ist. Daran soll sich im Norden der bis in den Piacentiner Apennin reichende toskanische Faziesbereich anschließen. Das Toskanikum kann nach Meinung der Pisaner Schule im Gebiet zwischen La Spezia und Massa-Carrara von Süden nach Norden in die "zona interna", "zona di Massa" und in die "zona esterna" (= Autochthon der Apuaner Alpen) untergliedert werden.

Für die Trennung der einzelnen Faziesräume werden Schwellen verantwortlich gemacht. Zwischen der internen und der externen Ligurischen Zone soll nach Meinung von P. ELTER & G. RAGGI (1965) sowie G. ELTER, P. ELTER, C. STURANI & M. WEIDMANN (1966) die Bracco-Schwelle gelegen haben, und zwischen Ligurikum und Toskanikum die Insubro-Lombardische Schwelle. Diese Auffassung erinnert stark an die Gedankengänge von R. TEICHMÜLLER (1935). Die Bracco-Schwelle würde der W-Ligurischen Schwelle TEICHMÜLLERS, bzw. der Caporalino-Schwelle von STAUB (1932) (in R. TEICHMÜLLER 1935) entsprechen. Mit der Insubro-Lombardischen Schwelle kann die E-Ligurische Schwelle TEICHMÜLLERS verglichen werden.

Die oben zitierten italienischen Autoren lehnen den Begriff des Emilianischen Sedimentationsraumes (K.J. REUTTER & C. SAMES (1964) für die Gesteine nördlich des Toskanikums ab. Dafür wird der bisher als emilianisch betrachtete Cervarola-Sandstein unmittelbar an den toskanischen Macigno (Pseudomacigno) angeschlossen und als mögliches, sedimentäres Bindeglied zwischen dem toskanischen Macigno und der umbrischen marnoso arenacea aufgefaßt. Nach G. ELTER, P. ELTER, C. STURANI & M. WEIDMANN würde sich die umbro-markische Fazies über den Piacentiner Apennin hinaus nach Nordwesten in die Südalpen fortsetzen.

II. Lage und Begrenzung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet umfaßt die südlichsten Teile der Provinz Piacenza, zwischen dem Fiume Trebbia und dem Torrente Nure. Beide Wasserläufe sorgen für eine Entwässerung nach Norden und münden bei Piacenza in den Po. Als Ausgangspunkte für die Feldarbeiten 1964 - 67 wurden die Ortschaften Bobbio und Marsaglia im Trebbiatal und Ferriere im Nuretal gewählt. Beide Täler werden von Straßen durchzogen, von denen der Staats-

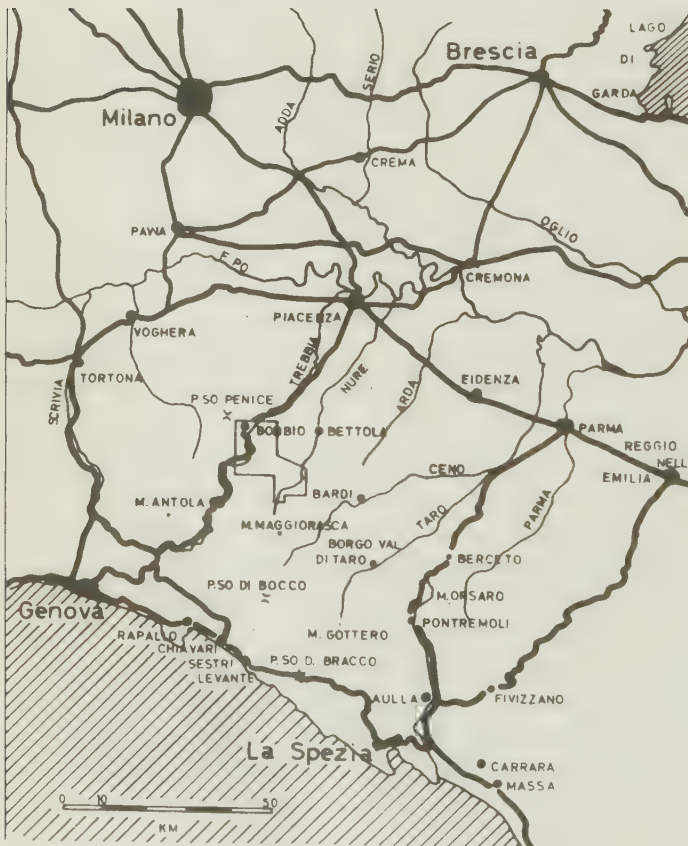


Abb.1 Lage des Arbeitsgebietes

straße 45 im Trebbiatal als Verbindungsweg zwischen Piacenza und Genua besondere Bedeutung zukommt.

Die Westgrenze des Arbeitsgebietes bildet das Trebbiatal, während der Ostteil durch das Nuretal begrenzt wird. Im Süden waren die Kartierungsgrenzen durch die Arbeitsgebiete von W. KUBE (1965) und F. SELIGMANN (1968) gegeben. Die tektonische Einheit der Liguriden III bildet im wesentlichen die nördliche Begrenzung.

Es wurden insgesamt 200 km^2 kartiert, bei einer maximalen Höhendifferenz von 1170 m (1432 m M.Aserei, 262 m bei Bobbio).

III. Kartenunterlagen und Problemstellung

Ogbleich Teile des Arbeitsgebietes mehrfach bearbeitet wurden, sind die vorhandenen geologischen Karten äußerst spärlich und zum größten Teil ungenau. An geologischem Kartenmaterial lagen die völlig veralteten, 1930/31 überarbeiteten, Blätter Pontremoli und Fiorenzuola d'Arda der Carta Geologica d'Italia von F. SACCO aus den Jahren 1890/91 vor. Dagegen muß die geologische Karte von O. LUDWIG (1929) der Umgebung von Bobbio als erstaunlich genau gelten. Weiterhin existiert eine geologische Übersichtskarte des Nordapennins von J. SCHNEIDER und R. TEICHMÜLLER aus dem Jahre 1935. Der Südteil des Arbeitsgebietes ist in der 1965 erschienenen Arbeit von G. BRAGA erfaßt worden. Zu diesem Zeitpunkt waren die eigenen Untersuchungen im oberen Nuretal bereits abgeschlossen.

Als topographische Kartenunterlagen dienten die Blätter Ferriere, Farini d'Olmo, Bobbio und Coli des Istituto Geografico Militare im Maßstab 1 : 25 000. Für die geologischen Felduntersuchungen wurden die Meßtischblätter fototechnisch auf den Maßstab 1 : 10 000 vergrößert.

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen der Untersuchungen des Geologischen Institutes der FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN im N-Apennin durchgeführt. Die Hauptaufgabe bestand in einer Neukartierung des Arbeitsgebietes unter den Gesichtspunkten des

heutigen geologischen Wissensstandes über den Nordapennin. Es sollte eine stratigraphische Neuordnung und Übersicht als Grundlage für mögliche Korrelationen zu schon bearbeiteten Nachbargebieten geschaffen werden. Durch die besondere Lage zwischen Ligurischer und Emilianischer Fazies sollte im Kartierungsgebiet besonders auf lithofazielle Unterschiede geachtet werden, um eventuelle Rückschlüsse auf den Bauplan dieses Apenningebietes ziehen zu können. Damit in Zusammenhang sollte eine Überarbeitung der tektonischen Verhältnisse stattfinden.

Die zweite Aufgabe bestand in einer Klärung der Struktur des Trebbiatales, südlich von Bobbio. Die Schwerpunkte lagen daher auf den Gebieten der paläontologischen Altersbestimmung und der petrographischen Beschreibung der Serien. Gefügeanalytische und sedimentpetrographische Fragen konnten deshalb nur sehr begrenzt behandelt werden.

Die folgende Beschreibung der Gesteine geschieht in stratigraphischer Reihenfolge. Es wird mit den höchsten allochthonen Komplexen des O. Jura - U. Kreide begonnen. Daran schließen sich die nächst jüngeren, tektonisch tieferen Serien an. Zuletzt wird die oligomiozäne, vorläufig als autochthon zu betrachtende Unterlage behandelt.

C. STRATIGRAPHISCHER TEIL

I. Allochthon

I.1. Liguriden III

Den größten Anteil am Aufbau dieser obersten, allochthonen, ligurischen Einheit stellen die Argille scagliose s.str.. Zusammen mit sedimentären Ophiolithbrekzien bilden sie die Hüllgesteine der großen Serpentinittmassive des M.Megna - M.Ragola und des M.Tre Abati, die mit Pyroxeniten und Diabasen eng verbunden sind.

I.11 Radiolarit

Zu den ältesten bekannten Gesteinen im ligurischen Sedimentationsraum zählt der Radiolarit, der nur in isolierten, verschieden großen Vorkommen anzutreffen ist. Die einzelnen Radiolaritschollen liegen zusammen mit Sedimenten der Argille scagliose stets in der Nähe der Ophiolithe, worauf schon G. STEINMANN (1926) hinwies. Die beiden größeren Vorkommen des Arbeitsgebietes, westlich unterhalb des M. Albareto, liegen in der Brekzien-Serie. Wegen der sedimentär-chaotischen Ausbildung der Brekzien-Serie läßt sich nicht eindeutig entscheiden, ob die Radiolaritvorkommen darin tektonisch eingeschuppt sind. Es ist aber wahrscheinlicher, daß sie dort als Gleitmassen während der Sedimentation der Brekzien-Serie eingebracht wurden.

Am wahrscheinlichsten ist als Erklärung die Annahme, daß die Radiolaritschollen während der beträchtlichen Bodenunruhe beim Aufdringen der Ophiolithe als Gleitmassen in die Brekzien-Serie gelangten.

Daneben findet sich der Radiolarit noch untergeordnet als klastische Komponente in der Brekzien-Serie und in cm-großen Brocken als seltener Bestandteil der Argille scagliose in Ophiolithnähe.

Der dünnbankige, in sich verbogene Radiolarit ist in bergfrischem Zustand kräftig rot gefärbt und besitzt häufig einen grauen Algenbewuchs. Durch seine Härte und Sprödigkeit reagierte er tektonischer Beanspruchung gegenüber mit Bruch, so daß überall mit Kalzig verheilte Risse auftreten. Im Dünnschliff erkennt man in

kieseliger, durch Hämatit rotgefärbter Matrix
Spumellarien, Nasselarien sowie zerbrochene Schwammnadeln.

Durch Überlagernden, jüngeren Maiolicakalk wird ein Malm-Alter wahrscheinlich. Die beobachtete Mächtigkeit beträgt 30 m.

I.12 Maiolica

Die Maiolica tritt im Arbeitsgebiet nur in isolierten Vorkommen auf. Es handelt sich in allen Fällen um unterschiedlich große Schollen, die immer von Palombino-Argille umgeben sind und in der Nähe von Serpentiniten auftreten. Als typisch kann der 250 m südöstlich Ferriere liegende, 50 m hohe Maiolicaaufschluß angesehen werden. Die 30 - 80 cm dicken, hellgrauen, porzellanartigen, kieselsäurereichen Bänke sind makroskopisch dicht. Der beträchtliche SiO_2 -Gehalt dürfte von den Radiolarien herrühren.

Die Schichtfugen werden von ca. 1 cm dünnen, harten Kalkmergeln gebildet. Die Grenzen sind scharf ausgeprägt. Die Maiolicakalke sind von zahllosen, feinen, mit Kalzit ausgefüllten Riesen durchzogen.

Im Dünnschliff zeigt sich eine

homogene, mikrogranulare bis feinfilzige Kalzitmasse, in der mehr oder weniger gleichförmige Pigmenteinschlüsse von Brauneisen, sowie einzelne rekristallisierte Kalzite und selten Quarzkörner vorkommen. Es fallen einzelne detritusreiche Lagen mit dicht nebeneinanderliegenden Radiolarien auf. Die Kieselsäure der Radiolarien ist teilweise ganz von Kalzit verdrängt worden.

Anhand von Dünnschliffbestimmungen konnte als ungefähres Alter Malm bis Neokom festgelegt werden.

Fauna: Nasselarien, Spumellarien, Calpionella elliptica (CADISCH), Calpionella alpina (LORENZ), Tintinnopsella

oblonga (CADISCH).

Die Maiolicavorkommen des Arbeitsgebietes sind als Olistholithe beziehungsweise als Gleitklippen aufzufassen, deren Transport an die gleitfähigen Tonschiefer der Argille scagliose gebunden ist. Die Abfolge Radiolarit-Maiolica ist in einem Aufschluß westlich unterhalb des M. Albareto belegt. Der nach E einfallende Radiolarit geht nach einigen Metern grüngrauer Kieselkalke in den teilweise zertrümmerten, hellen Maiolicakalk über. Beide Gesteine liegen in der Brekzien-Serie, aber in unmittelbarer Nähe der Palombino-Argille (s. S. 32).

I.13 Argille scagliose (AS)

Die für den N-Apennin so charakteristischen tonig-schiefrigen Sedimente, in denen auch Kalke und Kalksandsteine vorkommen können, wurden schon seit langer Zeit als Argilloscisti oder Argille scagliose bezeichnet. Der erste Ausdruck bezog sich auf die südwestlichen und zentralen Gebiete des N-Apennins in denen eine weitgehend ungestörte Lagerung vorherrscht. Im Unterschied dazu kannte man chaotische Erscheinungen dieser Gesteine als Argille scagliose. Von den Argille scagliose des Arbeitsgebietes wurde die ebenfalls chaotische Olisthostrom-Argille als Resultat eines Schlammstromes abgetrennt.

Die AS waren lithologisch eine gut definierte Einheit, doch wurde die stratigraphische Stellung unterschiedlich aufgefaßt. Der Serie wurde von den meisten Autoren ein eozänes Alter gegeben, und nur F. SACCO erkannte ihr ein Kreidealter zu. G. STEINMANN (1907) rechnete sie teilweise noch zum Jura, und da die AS zusammen mit den Ophiolithen auf tertiärem Untergrund ruhen, nahm er für den N-Apennin einen alpinen Deckenbau an. Die chaotische Lagerung bewog G. MERLA (1952) eine tektonisch-sedimentäre Fazies aufgrund von orogenen Landrutschungen anzunehmen.

K.J. REUTTER (1961) unterteilte die AS im Bereich der U.-Kreide am M. Ramaceto in AS₁ (Basis- und Palombinokalke), AS₂

(Kalksandsteine und Schiefer) und AS₃ (tonig-mergelige Folge). Eine Untergliederung der Argilloscisti konnten K. GÖRLER und H. IBBEREN (1962) im Raume von Genua vornehmen.

Infolge der chaotischen Lagerungsform der AS im untersuchten Gebiet konnten entsprechende Gliederungen nicht vorgenommen werden. Es werden unter Argille scagliose nur Sedimente der Jura / Kreidegrenze bis zum Apt verstanden, die mit einem basischen, eugeosynklinalen Magmatismus in Zusammenhang stehen. Um deutlich zu machen, daß nur das tiefste Niveau der AS im Gebiet vorkommt, wurde der Ausdruck Palombino-Argille gewählt. In der italienischen Literatur findet für diesen Horizont unter anderem der Ausdruck "argille scagliose ofiolitifere" Verwendung.

1.131 Palombino-Argille

Das typischste Merkmal der Palombino-Argille sind helle, reine Kalke (Palombino), die von zahlreichen, feinen, mit Kalzit verneigten Rissen durchzogen werden. Auf den Schichtflächen ist fast immer eine millimeterdünne, dunkelgrüne Tonhaut zu sehen. Besonders charakteristisch ist bei diesen Palombinkalken die Verwitterungsform. Da die Mittelpartien weicher als die Ober- und Unterseite sind, verwittern sie schneller, und es kommt zu Ausbildungen amboß- und hantelähnlicher Formen. Die Oberfläche ist häufig von Vertiefungen durchzogen, die den Kalzitadern folgen. Die ungestörte Lagerung dieser Kalke in Wechsellagerung mit braunen Schiefern ist unterhalb von Casaldonato gut zu beobachten. Die ca. 40 cm mächtigen Palombinos sind durch 1 m dicke Schieferlagen getrennt. Feinste Serizitschüppchen auf den Schichtflächen deuten auf eine schwache Metamorphose hin. Sonst ist eine ungestörte Lagerung kaum verwirklicht. Meistens liegen die Kalke, zu denen sich auch Quarzitbänke gesellen können, regellos in einer Schiefermatrix.

Die leichte Beweglichkeit der AS ist nach C. WIEDENMAYER (1950) in der Quellfähigkeit der bentonitischen Tonminerale zu sehen. Während die Mächtigkeit der Palombinokalke fast nie 40 cm übersteigt, können daneben auch 1 m mächtige, helle,

feinkörnige, kieselige Kalke auftreten. Sie besitzen im Gegensatz zur gelbbraunen Verwitterung der Palombinos graue Farben (am M.Cavanera). Von S. CONTI (1963) wurde für diese Ausbildung der Name Pseudopalombino eingeführt, weil sie nicht mehr die charakteristische Erosionsfigur der Palombinalke zeigen. Eine genaue Grenzziehung zwischen Palombino- und Pseudopalombino-Kalken konnte nicht durchgeführt werden. In der geologischen Karte wurde für die Pseudopalombinos eine Übersignatur gewählt. Weitere Besonderheiten zeichnen die AS bei La Cà, oberhalb der Straße von Lago nach Rossarolo, aus. Im Liegenden kommt eine 2,5 m dicke Serpentinbrekzie vor, auf die sich eine Kalkbrekzie legt. Zum Hangenden folgen grobbankige, helle Maiolicaähnliche Kalke und braune Mergel. Hellgraue Kieselkalke leiten dann zu den Pseudopalombinos über. Diese Ausbildung steht mit der Palombinobrekzie (s. S. 18) der Groppi del Lago in Verbindung. Neben den genannten Bestandteilen der Palombino-Argille treten vereinzelt auch helle Mergel und Kalksandsteine auf.

Das Schliffbild der Kalke entspricht dem der Maiolica. Zusammen mit mikroskopisch kleinen Kalzitkörnern kommt dispers verteilte Kieselsäure vor. Manchmal ist detritisches Material eingelagert. Schwierigkeiten bereitet die Alterseinstufung der Palombino-Argille. Neben immer wieder vorhandenen Radiolarien wurden im Schliff folgende Faunen gefunden:

Fauna: *Tintinella oblonga* (CADISCH), *Calpionellopsis thalmanni* (COLOM), *Calpionellites* und mannigfaltige Spongienskelette.

Eine verbindliche Aussage läßt sich daraufhin kaum machen. Die Calpionellen deuten auf Valendis - Hauterrivealter. Die Palombino-Argille ist von den jüngeren, liegenden Serien immer durch einen tektonischen Kontakt getrennt. Sie sind bei der überschiebenden Bewegung durch den ständigen Wechsel kompetenten und inkompetenten Materials vollkommen durchgemengt worden. Die Palombinobänke wurden zerschert und boudiniert und in der umgebenden Tonschiefermasse eingewickelt. An der Überschiebungsgrenze sind mehrfach Basismylonite beobachtet worden. Die Deutlichkeit der Kontakte ist verschieden gut ausgebildet, entsprechend den unterlagernden Gesteinen. Gehört das überfahrene Sediment zum Orocco-Caio-Alberese, so fallen

die zerbrochenen und zerrissenen oberen Bänke des Alberese auf. Die Grenze ist gut festzulegen. Anders ist es bei Überdeckung von Kalk-Ton-Serie. Durch die gleiche lithofazielle Ausbildung beider Serien war die Reaktion auf bewegende Vorgänge ähnlich, so daß eine deutliche Kontaktzone nirgends vorhanden ist.

I.132 Brekzien-Argille

Der einzige Aufschluß befindet sich an dem Diabas der Groppi del Lago. Der lakkolithförmige Diabaskörper wurde während der apenninen Orogenese so gekippt, daß er heute saiger in Sedimenten der AS steht. Dadurch ist seine Basis sichtbar geworden. Der insgesamt 3 m mächtige Brekzienhorizont folgt der Basis, die zum Teil als pillow-lava ausgebildet ist, und zeichnet jede Vertiefung des Magmatits nach. Die steilstehende Brekzien-Argille besteht zu 90% aus völlig zerbrochenen Palombinkalken unterschiedlichster Größe. Die kleinen, zugerundeten Komponenten stecken wahllos verstreut in der Matrix, während die großen (70 cm), eckigen Kalke eine ehemalige Bankung erkennen lassen. Aussergewöhnliche Härte und große Kalzitkristalle deuten auf Rekristallisationsvorgänge, die mit dem Ausfließen des Magmas in Zusammenhang stehen können. Darauf wies schon PASSERINI (1965) hin.

Zwischen den Kalken sind graue, schiefrige Mergel und dunkle Tonschiefer erkennbar. Die Bildung der nördlich anschließenden, sedimentären Ophiolithbrekzien steht mit dem Diabas der Groppi del Lago sicher in genetischem Zusammenhang.

Es sprechen also mehrere Punkte dafür, daß der Magmatit wenigstens teilweise in den Sedimenten steckt, die ihn auch während des Aufdringens umgaben.

I.133 Olisthostrom-Argille

Verschiedentlich trifft man im Gelände auf eine eigenartige Ausbildung der Palombino-Argille (M.Martino, M.Ciappei). In dunklen, durchbewegten, teigartigen Tonen und Schieferen sind helle, abgerundete Palombinokalke und Kalkarenite eingelagert. Eine Schichtung ist hier nicht ausgebildet. Die Verteilung der Komponenten ist typisch für einen Olisthostrom (FLORES 1959).

Da die Olisthostromargille stets in unmittelbarer Nachbarschaft von Ophiolithen auftreten, muß hier ein genetischer Zusammenhang bestehen. Als Erklärung kommt eine Entstehung der Olisthostrom-Argille beim Aufdringen der Ophiolithe durch Gleitprozesse in unverfestigtem Sediment in Frage. Östlich von Lago ist auf weiten Strecken die Basis der AS olisthostromatisch ausgebildet. Als Erklärung kann in diesem Fall der Bewegungsmechanismus des Allochthon III herangezogen werden, dessen inkompetente, basale Horizonte durch die Überschiebung eine olisthostromartige Veränderung erfahren.

Der Fossilschliff eines Kalkaremits enthielt:

Fauna: Gümbelina sp., Planomalina buxtorfi (GANDOLFI),
Rotalipora appenninica (RENZ), Globigerina sp..

Das entspricht also einem O.-Alb - U.-Cenomanalter. Es handelt sich dabei höchstwahrscheinlich um einen Kalkarenit der Buntschiefer-Serie, der bei der Olisthostrombildung mit in die Palombino-Argille gelangte. Damit wäre aber auch die Olisthostromentstehung zeitlich begrenzt, da sie nur n a c h der Unterkreide stattgefunden haben kann.

I.14 Polygene Kalkbrekzie

Die Verbandsverhältnisse der polygenen Kalkbrekzie zum Nebengestein sind an keiner Stelle klar erkennbar. Sie treten als verstreute Blöcke bis Hausgröße meistens in dunklen Schieferen der Palombino-Argille auf, sind aber immer in der Nähe der Brekzien-Serie zu finden.

In der Zusammensetzung muß man zwischen den vorherrschenden bis zu 30 cm großen Blöcken und den untergeordneten Grobkiesanteilen, die dazwischen eingestreut sind, unterscheiden. Die Blöcke bestehen hauptsächlich aus Palombinokalken, dunkelgrauen Mergeln und Serpentinresten, die aber fehlen können. Die Serpentinbrocken sind stets von einer dicken Kalzitrinde umgeben. Bei den untergeordneten Gemengteilen treten Kieselkalke, dunkle Schiefer, Serpentinigrus und seltener Radiolarite auf. Das Bindemittel ist immer kalkig. Durch das Überwiegen der Kalke findet man diese gemischten Brekzien als Härtlinge aus den weichen Schiefen der Argille scagliose herausgewittert wie z.B. östlich der "Miniera di ferro e rame".

Identische Brekzien finden sich im Einzugsgebiet der Trebbia, westlich C.se Moglia, mit dem Unterschied, daß sie hier außer den genannten Komponenten noch Glimmerschiefer, Kalksandsteine und pyrithaltige Sandsteine enthalten. Auch eine Achatmandel wurde gefunden.

Eine tektonische Entstehung der Brekzie ist unwahrscheinlich, weil einige Vorkommen schwach angedeutete Schichtung zeigen.

I.15 Magmatite

Die petrographisch-geochemische Untersuchung der magmatischen Gesteine des N-Apennins stellt einen eigenen, großen Problemkreis dar, der im Rahmen dieser Arbeit nicht angeschnitten werden kann. Daher beschränken sich die eigenen Untersuchungen auf die Auswertung von Dünnschliffpräparaten und Gefügeanalysen.

Im N-Apennin werden zum Teil außerordentlich große Flächen von Magmatiten bedeckt. Da es sich in der Mehrzahl um Grünschiefer handelt, wurde der Begriff der Ophiolithformation geprägt. Die Vorkommen der Ophiolithen sind an die Sedimente der Liguriden III, besonders an die Argille scagliose, gebunden. Wegen vereinzelt vorkommender kontaktmetamorph veränderter Calpionellenkalke (STEINMANN 1907, DE WIJKERSLOOTH 1934) und Kontakterscheinungen zu Sedimenten der AS (siehe auch S. 18)

müssen sie in den Zeitraum O.Jura - U.Kreide gestellt werden. CONTI (1963), CORTEMIGLIA (1963), GÖRLER & REUTTER (1963) u.a. rechnen sogar mit Diabasergüssen bis zum Cenoman.

Als ein noch ungelöstes Problem ist die Entstehung der Magmatite zu betrachten. Nicht selten liegen chemisch ganz verschieden zusammengesetzte Gesteine nebeneinander oder sind sogar miteinander verbunden. In der Nachbarschaft von Serpentiniten und Peridotiten erscheinen z.B. Gabbros und Diabase oder auch Granite. (Auf die Stellung der Granite wird der Zweckmäßigkeit wegen in Kapitel I.154 eingegangen.) Nach der Ansicht von STEINMANN (1907), TARAMELLI (1884) und DE WIJKERSLOOTH (1934) handelt es sich um Differenziate eines Ausgangsmagmas, so daß zwischen den Ultrabasiten und den Basiten eine kontinuierliche, magmatische Abfolge bestehen würde. Diese Deutung wird den tatsächlichen Gegebenheiten nicht gerecht, wenn man bedenkt, daß die Magmatite verschiedenen plutonischen Stockwerken zugeordnet werden müssen und daß Serpentinite und Diabase vielfach auch räumlich getrennt sind. CONTI (1963) betrachtet die ultrabasischen Gesteine nicht als simatische Magmen der Unterkruste, sondern sieht ihre Entstehung in Assimilationsvorgängen triassischer Dolomitgesteine. Dadurch bildete sich seiner Meinung nach zusammen mit metasomatischen Umwandlungen ein lithogenes Magma, dessen chemische Zusammensetzung den aufgeschmolzenen Bestandteilen entsprechend variiert wurde.

Ob auf diese Weise die enge Verknüpfung petrochemisch unterschiedlichster Magmatite erklärt werden kann, muß fraglich bleiben. Mit Sicherheit haben auch Bewegungen der apenninen Tektogenese zu den anomalen Lagerungsverhältnissen beigetragen. Die Magmatite verhielten sich bei der Überschiebung der Liguriden III wie starre Körper und können in der Überschiebungsmasse Eigenbewegungen ausgeführt haben, ähnlich wie Olistholithe in einem Schlammstrom.

I.151 Ophikalzit, Ophikalzitbrekzie

Mit dem Begriff Ophikalzit werden im Apennin Gesteine belegt,

deren wesentlicher Bestandteil aus Kalk- und Ophiolithmaterial gebildet wird. Ob es sich um sedimentäre oder metamorph/metasomatische Bildungen (CONTI 1963) handelt, ist meistens nicht mehr festzustellen, weil die Beziehungen zu den umgebenden Sedimenten nicht klar erkennbar sind. In der Mehrzahl scheint es heterogen zusammengesetzter Ophiolithschutt zu sein, der, mit sedimentären Komponenten vermischt, von autogen gebildeten Kalkspatlösungen verfestigt wurde. In der Hauptsache besteht das zertrümmerte, grusig zerfallende Gestein aus einem Mosaik von Kalk- und Spilitbruchstücken. Oft wird es von ungeordneten Kalzitadern durchzogen.

Von verschiedenen Autoren wird für Teile der Ophikalzitbrekzien eine pyroklastische Entstehung angenommen. Dagegen spricht jedoch die Tatsache, daß in Dünnschliffen neben Spilit- und Diabasfragmenten überwiegend Bestandteile von Serpentiniten auftreten.

I.152 Serpentinitt

Die höchsten Berge des Gebietes werden mit wenigen Ausnahmen von Serpentinittkörpern gebildet. Schon von weitem sind sie durch die eckigen und spitzen Zinnen, die Vegetationsarmut und die dunkle Farbe zu erkennen. In das dunkle, schwarzgrüne Gestein, das sehr stark zu Schuttbildung neigt, sind unterhalb des M.Megna Pillowlaven eingeschaltet. Durch Verwitterung von Eisenmineralien ist der Serpentinitt kräftig braun gefärbt, oder leuchtet durch Serpentin-, Chlorit- und Talkbildungen hellgrünweiß auf. Allen Serpentinitten gemeinsam ist das Fehlen von Zufuhrschloten, das von STEINMANN als Argument zum Beweis der Allochthonie dieser Gesteine angeführt wurde. An den Serpentinittmassiven selbst fallen helle, glatte Harnischflächen auf, die mit Talk und anderen Schichtsilikaten belegt sind. Die größeren Ophiolithe bilden häufig schild- oder plattenähnliche Körper, die von ± horizontalen Ablösungsflächen in bankartige Blöcke zerlegt werden. Parallel zu diesen Trennflächen und der Oberfläche der Magmatite (also parallel SS) konnte wiederholt

eine laminare Streifung bemerkt werden. Der Abstand zwischen zwei herauspräparierten Lamina kann mehrere Zentimeter betragen, aber auch bis auf einige Millimeter heruntergehen.

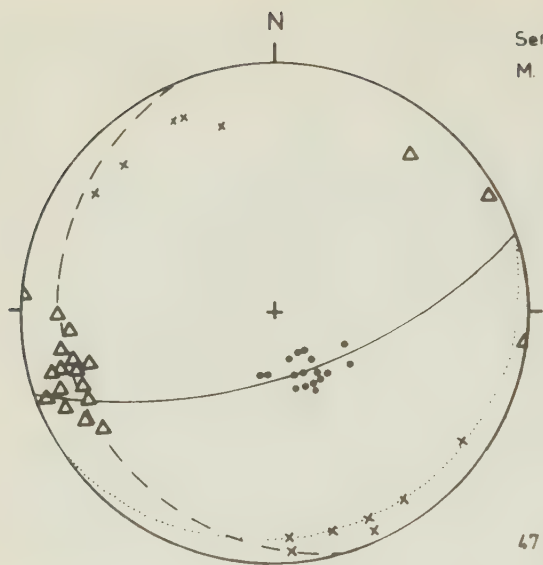
Orientiert entnommene Probestücke aus einem Peridotit lieferten im Dünnschliff folgendes Ergebnis:

Die härteren Lagen werden durch teilweise serpentinierte Olivin- oder Pyroxenkristalle gebildet. Besonders bei den Pyroxenen konnte eine Horizontierung und eine begrenzte Einregelung bemerkt werden. Die weichen, ausgewitterten Lagen werden durch ein hoch lichtbrechendes, intensiv braunes, isotropes Mineral gebildet, das inter- und intra-granular auftreten kann. In dem Mineral sind manchmal Erzeinschlüsse zu beobachten. Dieses isotrope Mineral wird immer von einem mikrogranularen, grauen Saum umgeben, der bei +Nic. oft blaue Anisotropiefarben zeigt. Möglicherweise handelt es sich um Spinell.

Die Serpentinite zeigen also eine lagige Mineralanordnung, die für die selektive Verwitterung und damit Laminierung verantwortlich ist. Nach SELIGMANN (1968), der diese Erscheinung genauer untersuchte, handelt es sich um ein Fluidalgefüge. Je mehr die Größe der Serpentinite abnimmt, um so weicher und runder werden die Formen, um so zertrümmerter das Gestein. Damit Hand in Hand geht eine immer stärkere Talk-, Chlorit- und Kalkspatbildung, so daß die kleinen Trümmerserpentinite in der Hauptsache aus einem Mosaik von Kalkspat, Talkmineralen und Serpentinresten bestehen. Ortlich können die Talkminerale so stark überwiegen, daß sich ein beschränkter Abbau lohnt. So wurden östlich von Solaro in der Cava di talco ein fettiges, dunkellilafarbenes (?Krokydolith) und ein grünes Talkmineral abgebaut.

Die ausgeprägte Klüftung der Serpentinite konnte am Groppo di Lavezzera und südlich des M.Tre Abati am Punkt 1123 eingemessen werden, da hier ein thermoremanenter Magnetismus gar nicht oder nur sehr gering ausgeprägt war. (Die geringe Anzahl der stark magnetischen Spalten wurde nicht berücksichtigt.) Da der zuletzt genannte Serpentin überkippt liegt, nehmen auch die Trennflächen im Gefügediagramm eine andere Lage ein (Abb. 2). Trotz der unterschiedlichen Lagerung der beiden Serpentinite fällt bei der Betrachtung der Klüftverteilung im SCHMIDT'schen Netz (untere Lagenkugel) eine ähnliche Anord-

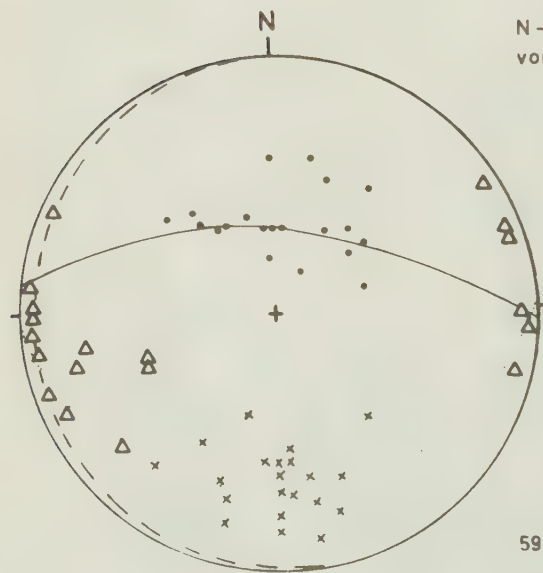
1.



Serpentinit südlich des
M. Tre Abati bei Pkt 1127

47 Werte

2.



N-Teil des Serpentinit
vom Gruppo di Lavezzera

59 Werte

Abb. 2

nung der Ablösungsflächen auf. Die $\pm$ horizontal liegenden oder schüsselähnlich verbogenen Absonderungsklüfte (durchgezogene Großkreislinien) laufen parallel zur Oberfläche der Serpentinittkörper und parallel zur Laminierung, d.h. zum Fluidalgefüge. Sie können als Absonderungsflächen betrachtet werden, die während der Abkühlung des Magmas entstanden sind, und den Lagerklüften der CLOOS'schen Granittektonik entsprechen. Daneben zeichnen sich in den Gefügediagrammen 2 weitere Kluftsysteme ab, die auf dem horizontalen System senkrecht stehen (gestrichelte und gepunktete Großkreislinien). Die Kluftflächen dieser Systeme konnten im Gelände nicht durch verschiedene Kluftfüllungen unterschieden werden, so daß sie nicht mit Sicherheit den Richtungen der Granittektonik von CLOOS zuzuordnen sind. Daher war es auch nicht möglich, die Achse festzustellen, um die der invers liegende Serpentinitt gedreht wurde. Die gemessenen Flächenpole aller 3 Systeme liegen auf Großkreisen. Die Schnittpunkte dieser Großkreise mit dem Rand des SCHMIDT'schen Netzes weichen im Diagramm 1 gegenüber dem Diagramm 2 um 22 Grad voneinander ab. Der untersuchte Serpentinitt südlich des M.Tre Abati ist also nicht nur in vertikaler Richtung um 180 Grad gekippt worden, sondern es hat zusätzlich eine horizontale Verdrehung der Serpentinite um 22 Grad stattgefunden. Die Lage der auftretenden Trennflächen in den beiden verschieden stark beanspruchten Körpern ist zueinander gleich geblieben. Sie können also nicht mit den tektogenetischen Überschiebungsvorgängen der Liguriden III in Zusammenhang stehen. Entweder hat sich die Klüftung nach der Überschiebung, während der apenninen Orogenese, ausgebildet, oder sie stellt die Primärklüftung dar, die bei der Abkühlung der Magmatite entstanden ist. Die vorhandenen L-Flächen und die Anordnung der 3 Kluftsysteme zueinander, sprechen für eine Primärklüftung.

Die Dünnschliffbetrachtungen der genommenen Probestücke ergaben folgende magmatische Gesteinstypen:

1. Reine Serpentinite, die in der Hauptsache aus Serpentin mit schwach pleochroitischer Chrysotil-Maschenstruktur bestehen. Hoch lichtbrechende Relikte deuten auf Olivinanteile hin. Erzausscheidungen finden sich vorwiegend entlang ehemaliger Korngrenzen.
2. In granatführenden Peridotiten treten neben idiomorphen Olivinkristallen mit Antigoritstruktur xenomorph ausgebil-

dete Olivinin Inseln auf, die fast vollständig in Chrysotil umgewandelt wurden. Die vorhandenen Diallagkristalle zeigen Entmischungslamellen nach {001}, die eine Spaltbarkeit vortäuschen. Der Winkel ng/c liegt bei 34° . Allen Pyroxenen gemeinsam ist die am Rand beginnende Serpentinisierung. Stellenweise fand auch eine Epidotisierung senkrecht zur Spaltbarkeit statt, die aber stärker an die Klinopyroxene gebunden zu sein scheint als an die Orthopyroxene. An Serpentinmineralen wurden ebenfalls Neubildungen radialstrahligen Epidots beobachtet. Der dunkelbraune bis rötlichbraune, schlierenförmige Melanit ist durch hohe Lichtbrechung und Isotropie bei + Nic. gut kenntlich.

3. Der Hauptbestandteil von Gesteinen gabbroider Zusammensetzung wird von prehnitisierten, 5 mm großen Plagioklasen gebildet. Die Prehnitbildung ist wegen der parkettierenden Auslöschung sehr gut zu sehen. Große Klinopyroxene mit grüngelben Interferenzfarben werden poikilitisch von Orthopyroxenen mit geringeren Interferenzfarben umfaßt. Die Verwachsung läßt die Annahme zu, daß die Klinopyroxene vor dem Enstatit ausgeschieden wurden. Parallel den Spaltflächen sind Rutilnadelchen eingelagert. Epidotneubildungen sind einmal in spindelförmiger Anordnung senkrecht zur Spaltbarkeit anzutreffen, zum anderen fand eine flächige Verdrängung der Pyroxene durch Epidot mit gründlichem Pleochroismus statt. Als Seltenheit gilt Humit, der nach TROGER den Olivinen nahesteht und am bräunlichen Pleochroismus im Hauptschnitt kenntlich ist.

I.153 Gabbro, Diabas (Spilit), Pillow-Lava

Die Gabbrovorkommen des Kartierungsgebietes beschränken sich auf 2 kleinere Aufschlüsse im Torrente Grondana. Das tektonisch stark beanspruchte Gestein erhebt sich 40 m hoch über das Bachbett und wird auf der W-Seite von Palombino-Argille überdeckt, die wiederum von Brekzien-Serie überlagert wird. 150 m weiter nördlich ist noch einmal ein Teil des Gabbros von der Bacherosion freigelegt worden. Es ist anzunehmen, daß beide miteinander verbunden sind. Mit dem Magmatitkörper stehen Vererzungen in Zusammenhang, die zu begrenztem Bergbau Anlaß gaben. (s. S.123).

Dünnschliffpräparate ergaben, daß es sich um ein gabbroides, mylonitisches Ganggestein handelt. Es wurden vollkommen prehnitisierte, 0,5 mm große Plagioklase, Diallag, Epidot (wahrscheinlich durch Autohydratation entstanden), Chloritschüppchen und Erz gefunden.

Außer den schon genannten Grüngesteinen sind vereinzelt isolierte Diabaskörper angetroffen worden. Am M.te Cavannera tritt ein $0,5 \text{ km}^2$ großer Diabas an der Grenze Palombino-Argille/Brekzien-Serie auf. Im E grenzt er an einer Störung unmittelbar an den Orocco-Caio-Alberese. Im N wird er von Palombino-Argille und Brekzien-Serie teilweise überlagert. Auch die übrigen Vorkommen sind mit Ophiolithbrekzien vergesellschaftet, doch konnte nicht festgestellt werden, inwieweit es sich um eine gesetzmäßige Verbindung handelt. Andere Brekzien, die vorwiegend aus verfestigten Diabasanteilen gebildet werden, sind am Rand von Pillow-Laven anzutreffen. Wenn hier von Diabas gesprochen wird, so ist das insofern unrichtig, weil auch partiell oder vollkommen spilitisierte Partien auftreten. Die folgenden Dünnschliffbeschreibungen sollen einen Überblick der vorhandenen Strukturen und Zusammensetzungen der Diabase geben.

1. Teilweise epidotisierter Diabas mit doleritischer bis intersertaler Struktur. Bei den Feldspäten ist ein Altersunterschied bemerkbar. 4 - 5 mm große, porphyrische Plagioklase stehen den eigentlichen, maximal 1 mm großen Plagioklasen der Grundmasse gegenüber. Durch begrenzte Fließbewegungen haben die Plagioklas-Einsprenglinge die kleineren Feldspatleisten zur Seite geschoben. Die Epidotneubildung hält sich bevorzugt an die zwischen den Feldspäten sitzenden Pyroxene. Bei den Plagioklasen gehen die Epidotnadeln den Absonderungsflächen nach.

2. Diabas mit ophitischer Struktur (i.e.S.). Ein sperri- ges Plagioklas-Leistengefüge zerschneidet z. T. riesen- wüchsige (8 mm) Pyroxenkristalle (Augit?) zu polygonalen Stücken. Die größere Kristallisationskraft der zuerst aus- geschiedenen Plagioklase führte zu Verbiegungen innerhalb der Pyroxene. Diese grobkörnige Ausbildung der tieferen Abkühlungsbereiche des Magmatits wird von einem nachfol- genden, vulkanischen Magmenstrom überlagert. Die feinkör- nigen Plagioklase zeigen hier z. T. eine arboreszierende Anordnung. Interessant ist das Auftreten porphyrischer Einsprenglinge von Plagioklas und Pyroxen.

3. Spilitisiertes Gestein mit ophitischer Struktur. Die albitisierten Plagioklase sind teilweise in ein Aggregat von Kalzit und Chlorit zerfallen. Die vorhandenen Pyroxene sind weitgehend uralitisiert.

I.154 Granit

Im Zusammenhang mit basischen und ultrabasischen Gesteinen werden im N-Apennin immer wieder Granitvorkommen beschrieben, die selten beachtliche Ausmaße erreichen. Die meistens nur kubikmetergroßen Blöcke sind entweder direkt in den Grünschiefersteinen anzutreffen, oder sie stecken in Sedimenten der Unter- bis Oberkreide.

Die maximal 1 m^3 großen Granite des Kartierungsgebietes sind an die Brekzien-Serie und den Ostia-Sandstein gebunden.

Unter dem Mikroskop fallen

2 - 3 cm große, mikrographisch mit Quarz verwachsene, kaolinisierte Orthoklase auf. In den zum Teil serizitisierten Plagioklasen wurde nach der RITTMANN'schen Zonenmethode ein Anorthitgehalt von 29 % bestimmt; das entspricht einem Oligoklas. Der Mineralbestand wird von Apatit, Zirkon, Muskowit, Epidot und auf den Korngrenzen sitzendem Eisenerz vervollständigt. Verbogene Biotite und undulös auslöschende, große Quarzkörner deuten auf eine tektonische Beanspruchung.

In einem anderen Schliffpräparat wurde eine sehr starke Zerrüttung des Gefüges beobachtet. Kataklastisch zerbrochene Quarz- und Kalifeldspatkristalle liegen neben Plagioklasen, deren Zwillingslamellen sigmoidal verbogen sind. In diesem Mylonit werden inselartige, kaum gestörte Gefüge von vollkommen zermahlenen Partien, die aus feinkörnigen Quarz- und Plagioklasaggregaten bestehen, umgeben. Zusätzlich sind Mikroline mit spindelförmigen Lamellen zu beobachten. Der mafische Mineralanteil wird von idiomorphen, grünen Hornblendekristallen gebildet. Besonders 4 mm große, intakte Plagioklase weisen Epidotneubildungen auf. Daher konnte der Anorthit-Gehalt der Plagioklase nicht bestimmt werden. Dem Modalbestand nach zu urteilen, handelt es sich um einen Granodiorit.

Das Schliffbild eines weiteren Kristallingerölles zeigt ein Pflastergefüge aus Feldspat und Quarz, das von subparallelen Mylonitonen durchsetzt wird. Sekundär gebildete Kieselsäure sorgte einerseits für eine Verkitung der zerriebenen Kristalle, andererseits drang sie buchtig in die Feldspate ein. Das kann in einigen Fällen soweit gehen, daß die Plagioklase von sekundär gebildetem Quarz ganz umgeben sind und nur noch ein Feldspatkern übriggeblieben ist. Außerst starke Kaolinisierung machte es unmöglich, die Plagioklase genauer zu bestimmen. Der Mineralbestand wird durch wenige, kleine Biotite ergänzt. Interessant sind xenomorphe Titanitneubildungen entlang der Bruchzonen und in Nestern vorkommende, zum Teil idiomorphe, farblose Granatkristalle. Die genannten Sachverhalte sprechen für metamorphe Vorgänge. Die damit verbundene Mineralum- und -neubildung macht es unmöglich, das Edukt zu bestimmen.

Von TARAMELLI (1884) u.a. wurden die sauren Kristallingesteine des Schieferapennins als Differenziate des basischen Magmas angesehen. Es würde ihnen danach das gleiche Alter zukommen, wie den Ophiolithen. Die Entwicklung der Deckentheorie für den N-Apennin durch STEINMANN (1907) führte dann dazu, die Granite als abgescherte Teile des kristallinen Untergrundes zu betrachten. Sie sollten zusammen mit dem Transport der "Liguriden Decke" aus westlichen Gebieten in ihre heutige Lage verfrachtet worden sein. Die Untersuchungen MERLAS (1933) zeigten, daß sich die Granite nicht in die Tiefe fortsetzen, keine Intrusionsformen besitzen, meistens mylonitisiert sind und Kontakterscheinungen zum Nebengestein fehlen. Absolute Altersbestimmungen an dem Granit von Pregola im Avagnonetal durch EBERHARDT, FERRARA & TONGIORGI (1962) (in LABESSE 1962) ergaben ein herzynisches Alter. Es ist möglich, daß auch die Granite des Arbeitsgebietes diesem Zeitraum angehören. Da sie sich sedimentär in Ophiolithbrekzien befinden, können sie hier allerdings nicht als abgerissene Schubspäne des hard ground aufgefaßt werden. In diesem Fall erscheint eine andere Deutung viel wahrscheinlicher, nämlich die Granite als Produkte zu betrachten, die bei explosiven Eruptionen ophiolithischer Magmen mitgebracht wurden. Verstopfte Zufuhrschlote hatten möglicherweise eine Drucksteigerung zur Folge, durch die dann während der Explosion auch Bestandteile des kristallinen Untergrundes mitgerissen wurden. Dabei könnte auch die Zerrüttung des Granitgefüges eingetreten sein. Zusammen mit aufgearbeitetem und ?submarin verwittertem Ophiolithmaterial gelangten dann die Granite als sedimentärer Bestandteil in die Brekzien-Serie bzw. in den Ostia-Sandstein. Auf die enge genetische Verbindung der Granite mit sedimentären Brekzien wurde schon von GOLDBERG (1965) hingewiesen.

In diesem Zusammenhang ist eine Quarzitbank im Serpentinitt östlich Mareto bei Punkt 713 (Moline de Morte) erwähnenswert. Die Basis und das Hangende der ca. 5 m langen und 2 m hohen, äußerst harten Quarzitbank wird von Serpentinitt gebildet. Im Dünnschliff ergibt sich eine aus Quarzen gebildete Pflasterstruktur, in der nur vereinzelt Plagioklase vorkommen. Hierfür gibt es zwei mögliche Erklärungen:

1. Der Serpentinitt besitzt Albalter und hat beim Aufdringen eine Bank des Gottero-Sandsteins oder eine äquivalente Sandsteinbank gefrittet, oder
2. die Bank stammt aus dem tieferen, vorjurassischen Untergrund und wurde bei einer Eruption vom Ophiolithmagma mitgerissen. Da der Gottero-Sandstein viel Feldspat enthält, der dem Quarzit fehlt, ist der unter Punkt 2 genannte Fall der wahrscheinlichere.

I.2 Liguriden III - Brekzien-Serie

Die im vorangegangenen Kapitel behandelten Liguriden III bilden in großen Teilen des N-Apennins das höchste tektonische Stockwerk. Die hiervon abweichenden Verhältnisse des Arbeitsgebietes beruhen auf einer tektonischen Überlagerung von Sedimenten der Argille scagliose durch die Brekzien-Serie. Aus diesem Grunde wird die Brekzien-Serie von den anderen Gesteinen der Liguriden III gesondert behandelt.

I.21 Brekzien-Serie

Die enge Vergesellschaftung "polygener Brekzien" mit Ophiolithen fiel schon LUDWIG (1929) an der Ponte Barberino bei Bobbio auf. Diese Serpentinitschutt enthaltenden Horizonte entsprechen den "flyschartigen Grob- und Feinbrekzien mit Schiefern" GÖRLERS & REUTTERS (1963), sowie dem Typ III der "Brekzienserie von Roccamurata" von SCHULZE (1965). BRAGA (1965) nahm im Nuretal eine Zweiteilung in die "formazione di Casanova" und die kalkigeren "calcari di Ottone" vor.

Die Brekzien-Serie tritt im Gelände in verschiedenen, heterogenen Ausbildungen auf, wobei lokal einzelne Komponenten überwiegen, die aber sehr stark ineinander übergehen können. Das Auffallendste sind gut gradierte, 10 cm bis 2 m mächtige Brekzienlagen. Die Komponenten der Bänke bestehen zu fast

gleichen Anteilen aus Ophiolith-, Palombinokalk- und Mergelresten und können in der Größenordnung von 20 cm bis zum mm-Bereich liegen. Untergeordnet kommen noch Spilit-Sandstein- und Schieferfragmente sowie Radiolaritbrocken vor. Die Brekzienlagen zeigen in horizontaler Erstreckung große Mächtigkeitsschwankungen und können in reinen Ophiolithschutt übergehen. Besonders interessant ist das vegetationsarme Gebiet nordöstlich von Bobbio. Über den basalen, dunklen Brekzien und siltigen Mergeln schaltet sich ein sehr heterogen zusammengesetzter Olisthostrom ein.

Neben Serpentinmaterial, Radiolarit und umgelagerten Teilen der Brekzien-Serie, fallen besonders eckige, maximal einen Kubikmeter große Granite auf. Über dem Olisthostrom folgen erneut laminierte Brekzienbänke, die im Liegenden ebenfalls granoide Gerölle enthalten. Zum Hangenden wird der Serpentinitschutt zunehmend gröber und geht kontinuierlich in die brekziöse Basis des Serpentinits vom Monte Gavi über.

Im Einzugsgebiet des T.Grondana wechsellagern die braun anwitternden Brekzienlagen mit dunklen Schiefern, hellen Kalkmergeln und rotbraunen, bis 30 cm mächtigen Grauwacken. Mit Abnahme der Ophiolithbrekzien zum Hangenden treten dann grüngraue, gradierte Flyschsandsteine mit flute casts und anderen Unterflächentexturen, sowie dunkle, feinschuppige Schiefer zusammen mit hellgrauen, feinplattigen Mergeln auf. Nimmt der Kalkgehalt der Mergel zu, so werden sie dickplattiger und zerfallen oft griffelartig. Eine Verwechslung mit Mergeln des Orocco-Caio-Alberese ist leicht möglich, da beide die orangefarbenen Verwitterungsüberzüge zeigen.

Als ein großes Problem zeigte sich die Alterseinstufung der Brekzien-Serie. Sämtliche Schlammproben lieferten ein negatives Resultat. Von den 30 Dünnschliffen erbrachte nur ein einziger ein Ergebnis, das durch den schlechten Erhaltungszustand der Fossilien aber mit einem Ungenauigkeitsfaktor behaftet ist.

Fauna: Textularia sp. Gümbelina sp., Bruchstück einer Globotruncana

Die Formen sind umgelagert

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (serizitisiert), Muskowit, Biotit, Pennin, Chlorit, Serpentin
Gesteinsreste: Serpentinite, Kalke (Maiolicakalke mit Radiolarien und Calpionella oblonga), Tonschiefer
Bindemittel: feinfilzig, detritisch
Rundungsgrad: schlecht, eckig
Korngröße: 0,25 bis max 0,5 mm

Danach wäre die Brekzien-Serie in die höhere Unterkreide zu stellen. Berücksichtigt man aber noch die Zeit, die bis zur Umlagerung verging, kann wenigstens mit einem Cenoman- bis Unterturon-Alter gerechnet werden. Der von SAMES (1963) mit Turonien angegebene Sedimentationsbeginn des Caio-Alberese würde damit in Einklang stehen.

Die Zusammensetzung der aufgefundenen Sandsteine schwankt zwischen einer Feldspatgrauwacke und einer lithischen Grau-
wacke. Die Brekzienhorizonte haben folgende Bestandteile:

1. Mineralbestand: Quarz, K-Feldspat (serizitisiert), Plagioklas, Biotit, Serpentin, Titanit, Kalzit, Chlorit
Gesteinsreste: Kalke, Tonschiefer, Serpentin (von den Korngrenzen Verdrängung durch Kalzit), Grauwacken, Quarzite, Radiolarit (mit Radiolarien)
Bindemittel: Feinfilzig, tonig-kalkig
Rundungsgrad: Eckig, Tonschiefer z.T. schlierig
Korngröße: Durchschnittlich 0,5 mm

Die Zusammensetzung des folgenden Schliffpräparates kann aufgrund der vorhandenen Granatkristalle als typisch für die Brekzien-Serie angesehen werden.

2. Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (serizitisiert) Mikroklin, Biotit, Granat (Melanit ?), Hämatit, Chlorit, Leukoxen, Serpentin, Kalzit
Gesteinsreste: Tonschiefer, Kalke, Quarzite, Serpentin (vom Rand durch Kalzit verdrängt, Chloritisierung, Bildung von Maschenserpentin), Diabas (mit Intersertalgefüge)
Bindemittel: Tonig, in anderen Schliffen tonig-kalkig
Rundungsgrad: Immer eckige Serpentinite, Tonschiefer gerundet
Korngröße: 0,2 bis 0,6 mm

Bei der weiteren Verfolgung der Brekzien-Serie nach Westen nimmt der alberesartige Charakter zu, zumal sich zum Hangenden Kalke einstellen und sich gleichzeitig der Sandgehalt vermindert. Auf der Wasserscheide zwischen Nure- und Avetotal stellen sich dann typische Bänke des Orocco-Caio-Alberese ein, die zu den Albereseaufschlüssen von Curletti im Avetotal gehören. Obgleich der Kontakt zwischen beiden Serien nicht klar erkennbar ist, scheint es sich um eine sedimentäre Abfolge zwischen Brekzien-Serie und Orocco-Caio-Alberese zu handeln. Entsprechen-

de Verhältnisse werden von GOLDBERG (1963) aus dem Gebiet von Pontremoli beschrieben, wo polygene Brekzien die Basis des Oberkreide-Alberese bilden ("complesso di base" von ZANZUCCHI 1963).

Eine genaue Mächtigkeitsangabe der Serie ist nicht möglich, da die Bänke im Zentimeter- und Meterbereich stark gefaltet sind. Die verhältnismäßig ruhige Lagerung der Brekzien-Serie auf der SE-Seite des M.Albareto erlaubt jedoch, mit etwa 100 m zu rechnen.

Die Klärung der Kontakte zwischen der Brekzien-Serie und den darunterliegenden Argille scagliose ist mit Schwierigkeiten verbunden, die in der chaotischen Ausbildung der zuletzt genannten Serie begründet sind. Im Einzugsgebiet des T.Grondana sprechen verschiedene Tatsachen für eine tektonische Grenze zwischen beiden Flyschfolgen. Die invers liegenden flyschartigen Brekzien überdecken die Argille scagliose immer in einem ganz bestimmten Niveau, nämlich immer dort, wo sich größere Maiolicavorkommen befinden. Die Maiolicakalke sitzen zusammen mit Ophiolithen genau im Grenzbereich beider Serien. Da die Lagerung der Palombino-Argille nicht feststellbar war, können als Erklärung mehrere Möglichkeiten in Frage kommen:

1. Die Palombino-Argille liegen überkippt, unter Wahrung der stratigraphischen Abfolge Maiolicakalk - Argille scagliose + Ophiolith (die inverse Brekzien-Serie wäre dann das normale Liegende der Liguriden III) oder
2. Die Palombino-Argille liegen normal und werden von invers lagernder Brekzien-Serie überdeckt.

Bei Punkt zwei muß zwischen beiden Serien zwangsweise ein tektonischer Kontakt vorliegen, die Brekzien-Serie hätte also die Palombino-Argille überfahren. In diesem Fall müßten die Maiolica-Kalke vor der Überschiebung der Brekzien-Serie als Olistnolithe in die Argille scagliose gelangt sein.

Im ersten Fall würden die AS überkippt liegen, wobei die Maiolicakalke das stratigraphisch Liegende darstellen. Die flyschartigen Brekzien wären dann noch älter als die Maiolica. Vom paläontologischen Befund abgesehen, ist in keinem Teil des ligurischen Sedimentationsraumes Magmatismus vor dem

oberen Malm bekannt geworden. Es bleibt also nur ein tektonischer Kontakt als Erklärung. Daraus erhebt sich die Frage, wann die Brekzien-Serie die Palombino-Argille überfahren hat. Prinzipiell sind zwei Möglichkeiten denkbar. Entweder fand die Überschiebung während der untermiozänen Tektogenese statt, so daß Brekzien-Serie und Palombino-Argille aufgrund unterschiedlich starker, tektonischer Aktivität im Ligurischen Sedimentationsraum aus verschiedenen Gebieten herkommen, oder die Überschiebung ist das Ergebnis einer cenomanen beziehungsweise eozänen Tektonik.

I.3 Liguriden II

Unter den allochthonen Gesteinen der Liguriden III folgen Flyschserien der Oberkreide. Sie stellen eine tektonische Einheit, die Liguriden II, dar, die deckenartig über dem noch tieferen tektonischen Element der Liguriden I liegt. Zu den Liguriden II gehören im Avagnonetal, westl. des Arbeitsgebietes, der Orocco-Caio-Alberese mit seiner stratigraphischen Basis, dem Ostia-Sandstein. Dazu müssen auch im Ostia-Sandstein eingeschaltete Buntschieferanteile gerechnet werden. Im Kartierungsgebiet ist der Ostia-Sandstein als Basiskomplex ("complesso di base") des Alberese nicht aufgeschlossen, sondern nimmt als tektonischer Vertreter des Orocco-Caio-Alberese eine Sonderstellung ein.

I.31 Ostia-Sandstein

Da einerseits der Ostia-Sandstein im N-Apennin sehr weit verbreitet ist und andererseits seine lithologische Ausbildung wechselhaft ist, wurde diese Serie in der Literatur mit verschiedenen Namen belegt. So bezeichnet LUDWIG (1929) den Ostia-Sandstein als Scabiazza-Sandstein, Glimmersandstein und Nosiaflysch, während er bei ZANZUCCHI (1963) als "arenarie di Ostia" und bei MAXWELL (1963) als "scisti galestrini"

(Trebba- bzw. Ottone-Fazies) bezeichnet wird. LABESSE & MAGNE (1963) bezeichnen ihn als "grès et marnes du Monte Arpisselle", trennen aber den Ostia-Sandstein des Avagnonetales davon ab, den sie wegen der Buntschiefereinschaltungen zu den "argilloscisti" rechnen. Lithologisch ähnliche Sedimente werden in der Toskana als Pietraforte bezeichnet.

Der Begriff Ostia-Sandstein wurde von REUTTER (1961) nach der Typlokalität Ostia-Parmense im Tarotal eingeführt und soll hier der Einheitlichkeit wegen beibehalten werden. REUTTER & SAMES (1961) halten den Ostia-Sandstein für einen nördlichen Vertreter der Buntschiefer-Serie. Auffallendstes Merkmal des Ostia-Sandsteins ist der außerordentlich schnelle, rhythmische Wechsel zwischen dünnbankigen Sandsteinen, Kalksandsteinen und gelben, braunen oder dunklen, oft sandigen Mergeln (Ortschaft Scabiazza). In den feinkörnigen, gradierten, zum Teil mit groove und slide casts versehenen, Sandsteinen kommt häufig Pflanzenhäcksel vor. Auch die reichhaltigen Mangandendriten, sowie massenhaft Glimmerschüppchen parallel der Schichtfläche, fallen bei der Bearbeitung auf.

Die Bankmächtigkeiten der intensiv grauen Sandsteine, die braunschwarze Verwitterungstöne zeigen, können stark variieren. So steigt zum Beispiel im westlichen Arbeitsgebiet die Bankmächtigkeit auf 1,50 m an. Durch die zwischengeschalteten, teilweise halbmeterdicken, mürben, feinplattigen Mergel entsteht ein albereseartiges Aussehen (westl. S.Cristoforo). Andererseits kann die Dicke der Grauwackenbände bis auf 4 cm heruntergehen.

Daß der Ostia-Sandstein ein lokaler Faziesvertreter der Buntschiefer-Serie ist, ergibt sich durch die enge Vergesellschaftung von Sandsteinen mit roten und grünen Buntschieferlinsen. So sieht man unter dem Antola-Alberese des M.Lesima Ostia-Sandstein anstehen, in den westlich von Colleri rote, grüne und blauschwarze, bis zu 40 m lange Buntschieferlinsen eingeschaltet sind. In den extrem dünnbankigen Sandsteinen sind hier außerdem geringmächtige, dicke grüne Kalke eingeschaltet, die im Arbeitsgebiet selten sind.

Bei der petrographischen Bearbeitung ergab sich, daß der Ostia-Sandstein aus drei verschiedenen Gesteinstypen besteht:

1. Die normale Ausbildung stellen detritusreiche, lithische Grauwacken dar.
Fauna: *Rotalipora* cf. *appenninica* (RENZ), *Textularia* sp., Nasselarien und in umgelagerten Kalken Calpionellen
Mineralbestand: Eckige Quarze, Plagioklas, Muskowit
Titanit, Zirkon, Kalzit, Chlorit, Erz
Gesteinsreste: Kalke, Tonschiefer, Quarzit, Serpentin (chloritisiert), Diabase (mit leistenförmigem Plagioklas)
Bindemittel: Detritisch-kalzitisch, durch Sammelkristallisation von detritischem Kalzit, entstand der zu chemischem Zement umgebildete idiomorphe Kalkspat.
2. Kalkarenite mit kantenrundem Kalkdetritus in einer biomicritischen Matrix. Akzessorisch kommen noch Quarz, Muskowit und Plagioklas vor.
3. Grüne mikrokristalline Kalke.

Die genauere Alterseinstufung der Serie bereitete wegen ihrer Fossilarmut einige Schwierigkeiten. Erst SAMES (1963) gelang es, Faunen aus dem Ostia-Sandstein zu isolieren, die auf ein Cenoman-Alter hinweisen. Darüber hinaus wird die Vermutung geäußert, daß die Sandsteinsedimentation schon im O.Alb begonnen hat und noch bis zum M.Turon hinaufreicht. SCHULZE (1965) bestimmte ein unter- oder mittelcenomanes Alter. Die in Schlammproben gewonnenen Ergebnisse des eigenen Arbeitsgebietes stützen diese Angaben. Es wurden

Spumellarien, Nasselarien, stabförmige Sandschaler, *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Praeglobotruncana* cf. *infracretacea* (GLAUSSNER), *Globotruncana* cf. *inornata* (BOLLI)

gefunden. Danach wurde der Ostia-Sandstein vom ? oberen Albien bis zum Turonien reichen.

Da der Ostia-Sandstein und der Oberkreide-Alberese im Gebiet von Pontremoli stratigraphisch miteinander verbunden sind, bilden sie dort zusammen die tektonische Einheit der Liguriden II. Die Verhältnisse im eigenen Arbeitsgebiet weichen davon insofern ab, weil die Liguriden II westlich der Trebbia nur aus Ostia-Sandstein bestehen.

Daher sind hier die Liegend u n d die Hangend-Kontakte sekundärer Natur. Gut aufgeschlossen ist der tektonische Kontakt zum alttertiären Penice-Kalk im oberen T.Carbone. Der in NE-vergenten Spitzfalten liegende Ostia-Sandstein ist von Westen auf die dickbankigen Tertiärkalke aufgeschoben, die dabei

vollständig aus ihrem Schichtverband gerissen wurden, so daß eine Stratifikation erst wieder kurz vor der Ortschaft S.Cristoforo erkennbar ist. Durch Erosion wurde die Überschiebungsbahn auf mehreren hundert Metern freigelegt, so daß gut zu beobachten ist, wie Mergelkalke des Alttertiär in die Liegendbänke des Ostia-Sandsteins eingeschuppt wurden. Der Hangendkontakt wird weiter im Westen, an der Cima delle Scalette, durch tektonisch aufliegende Argille scagliose gebildet. Dagegen ist im Avagnonetal eine normale stratigraphische Abfolge vom Ostia-Sandstein zum Oberkreide-Alberese vorhanden. Hinsichtlich der Mächtigkeit kann wegen der Spezialfaltung nur eine ungefähre Angabe gemacht werden.

Es wird mit mindestens 150 m gerechnet.

I.311 Brekzien des Ostia-Sandsteins

Von fast allen Autoren der apenninen Literatur werden Brekzien beschrieben, die ein gleiches oder ähnliches Alter und eine ähnliche tektonische Stellung wie der Ostia-Sandstein einnehmen. Im eigenen Arbeitsgebiet beschränken sich die Brekzienhorizonte des Ostia-Sandsteins ausschließlich auf den Typ der gradierten Kalkbrekzien wie sie von SAMES (1963) beschrieben wurden.

Im Gelände, westl. Pietranera, treten die 10 - 100 cm mächtigen, schwach gradierten Lagen ausschließlich an der Basis des Ostia-Sandsteins auf (Abb. 3). Dabei besitzen die bis zu 6cm großen Komponenten eine gewisse Homogenität innerhalb der Horizonte; etwa 80 % der Anteile werden von kantengerundeten Kalcken des Palombinotyps gestellt, dann folgen Kalkarenite, Kalkmergel, helle maiolicaähnliche Kalke und seltener Quarzite und Sandsteine. Das Bindemittel ist jeweils kalzitisch. Zwischen den verschiedenen Brekzienlagen sind feinste, glimmerreiche Sandsteine mit Unterflächentexturen und Mergel eingeschaltet. An diesen plattigen, gradierten Sandsteinen ist der große Anteil an völlig zersetztem Serpentinitt besonders auf-

fallend. Konglomerate mit exotischen Geröllen, wie sie vom Baganzatal bis zum Val d'Arda im Ostia-Sandstein an der Basis des M.Cassio-Alberese bekannt geworden sind, wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden. Die einzigen im Ostia-Sandstein gefundenen Granitgerölle entstammen der Lokalität 900 m nordwestlich von Pietranera.

I.32 Buntschiefer-Serie

In typischer Ausbildung mit roten und grünen Schiefern ist die Buntschiefer-Serie in größerem Ausmaß nur in weiter südlichen Gebieten anzutreffen. REUTTER (1960) führte den Namen für die bunten Schiefer im Hangenden der Sandsteine am M.Gottero ein. Der M.Gotterosandstein wurde bisher in das Alb gestellt. Durch die Studien von PASSERINI & PIRINI (1965) sind die bisherigen paläontologischen Befunde allerdings weitaus kritischer zu betrachten. Die genannten Autoren konnten aus dem Dach des M.Gotterosandsteins eine paläozäne Fauna isolieren.

Da ABBATE & SAGRI (1967) an der Costa Merlassino aus dem Dach des M.Antola-Alberese ebenfalls Paläozänfaunen erwähnen, rechnen PASSERINI & PIRINI wenigstens mit einer teilweisen, lateralen Verbindung des M.Gottero-Sandsteins mit dem Antola-Alberese. Andererseits schreibt PASSERINI (1965, S. 149) über den Antola-Alberese zwischen M.Aiona und M.Penna: "...Marne del M.Antola di questa zona non hanno dato nessun fossile piu recente del Cretaceo, e non sembra che per ora ci siano raggioni per considerarlo piu recente". Aus diesen Angaben ist ersichtlich, daß im N-Apennin Umlagerungsprozesse großen Ausmaßes stattgefunden haben, wodurch für viele Sedimente ein zu hohes Alter angezeigt wird.

Während der M.Gotterosandstein nach N noch im Bereich des Lavagna-Tales auskeilt, tritt in dieser Richtung in der Buntschiefer-Serie ein Fazieswechsel ein, derart, daß die Schiefer-sedimentation der klastischen Sandmergel- und Sandsteinfazies des Ostia-Sandsteins weicht (REUTTER & SAMES 1964). In den nördlich der ausgesprochen ligurischen Fazies liegenden Gebie-

ten ist die Buntschiefer-Serie nur mit Schwierigkeit auszu-kartieren, da sie häufig mit Argille scagliose tektonisch und olisthostromatisch vermischt auftritt. Daher stellt MAXWELL 1963 die Montoggio-Formation (+ Buntschiefer-Serie) von SAGRI 1960 (in MAXWELL 1963) mit zu den "scisti galestrini" von ROVERETO. LABESSE & MAGNE (1963) bezeichnen die Buntschiefer-Serie zusammen mit den Argille scagliose als "argilloscisti".

Im Arbeitsgebiet wurde die Buntschiefer-Serie nur an wenigen Stellen in typischer Ausbildung angetroffen. Einmal war es östlich von Canadello unterhalb des M.Megna, wo sie in einem Bach angeschnitten ist, zum anderen im Westen bei Corte Brugnatella. Alle Vorkommen bilden Einschaltungen entweder im Ostia-Sandstein oder in den Palombino-Argille.

Die Buntschiefer-Serie besteht aus einer Wechsellagerung von roten, grünen, ockerfarbenen und schwarzen Schiefern. Die Farben wechseln im Zentimeterbereich miteinander ab, und nur selten schalten sich dünne Kalk- oder Kalksandsteinbänke ein. Ein etwas anderes Aussehen zeigt die Serie südwestlich Casaldonato. Hier kommen zwar auch noch bunte Schiefer vor, doch tritt der rote und grüne Anteil weitgehend auf Kosten gelbbrauner und dunkler Komponenten zurück. Außerdem ist der Gehalt an Sandkalken größer geworden. Es sind bräunliche, feinkörnige Flyschsandsteine bis 20 cm Mächtigkeit. Die Zwischenmittel stellen gelbbraune Schiefer. Daneben treten auch hellgrüne, harte Kieselkalke auf. Bei dem Studium der Buntschiefer-Serie fallen gelegentlich eingeschaltete, dünne Sandsteinbänke vom Ostia-Sandsteintyp und dazwischenliegende bis zu 40 cm mächtige Brekzien auf. Die Sedimentbrekzien sind gradiert und gleichen deutlich denen der Brekzien-Serie. Die Buntschiefer-Serie und die Brekzien-Serie sind also weitgehend heterope Bildungen.

Noch abweichender ist das Vorkommen südlich il Poggio. In der vollkommen chaotischen Serie sind die bunten Farben nur noch selten zu sehen. Es sind fast ausschließlich dunkle oder ockerfarbene, sandige Tonschiefer und Mergel, in denen Kalksandsteine und Kalkarenite vorherrschen. Gelbgefärbte Kalke liegen in einzelnen Brocken dazwischen. Die Schliffuntersuchungen eines solchen biomicritischen Kalkes ergab (Abb. 4):

Fauna: Radiolarien, *Heterohelix* sp., *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella* ("Anomalina") *trocoidea* (GANDOLFI), *Globigerinella* sp., *Globigerina* sp.

Dünnschliffe aus fossilreichen Kalziruditen zeigten:

Fauna: *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Textularia* sp., kleinwüchsige *Globigerinen*, Radiolarien und in den umgelagerten Kalkbrocken *Calpionella alpina* (LORENZ) und *Tintinopsella oblonga* (CADISCH)

Mineralbestand: Akzessorisch: Quarz, Muskowit, neugebildete Dolomitkristalle, Kalzit

Gesteinsreste: Kalke, Ooide und akzessorisch: Tonschiefer und Diabas

Matrix: Detritisch, in anderen Schliffen auch chemischer Zement.

Korngröße: 0,02 bis 1,5 mm

Das entspricht einem Alb-Untercenomanalter. Turon, wie es an anderen Orten gefunden wurde, ließ sich hier nicht nachweisen. Der Kontakt zum Orocco-Caio-Alberese ist nur südwestlich S.Gregorio aufgeschlossen. Da unter invers liegender Buntschiefer-Serie normalliegender Alberese auftritt, kann es sich nur um eine tektonische Grenze handeln.

Während die Vorkommen innerhalb des Ostia-Sandsteins ganz klar als sedimentäre Einschaltungen zu erkennen sind, konnten die Kontaktverhältnisse zwischen Palombino-Argille und eingefügten Buntschieferlinsen nicht geklärt werden. Vermutlich handelt es sich um tektonische Gleitbretter, die während des Transportes der Liguriden III in die Palombino-Argille eingeschuppt wurden.

I.33 Orocco-Caio-Alberese (OCA)

Der Oberkreide-Alberese des Ligurikums stellt eine mächtige Flyschfolge von mehreren hundert Metern dar, die in der Literatur unter mehreren Namen bekannt ist. Bei den italienischen Autoren hieß er im allgemeinen "calcarea alberese ad helminthoidea labyrinthica" (ZACCAGNA) und wurde in das Eozän gestellt. Bei ROVERETO (1922/27) wird er als "calcarea a fucoidi" bezeichnet, bei ANELLI (1938) entspricht der Orocco-Caio-Alberese dem komplex H, und DE WIJKERSLOOTH (1934) nennt

ihn "flysch calcareo superiore". Auch dem allochthonen Alberese dieses Arbeitsgebietes wurde früher ein eozänes Alter zuerkannt, weshalb er als oberstes Schichtglied des Autochthon angesehen werden konnte (ROSSI 1958). Die Einstufung in das Eozän ist nicht weiter verwunderlich, da im Liegenden ein tertiärer Alberese (Penicekalk) mit gut bestimmbarer Fauna auftritt, während der hangende Orocco-Caio-Alberese eine fossilarme Flyschfolge ist, und beide lithologisch sehr ähnlich sind. Durch das engverknüpfte Auftreten beider Serien nahmen frühere Geologen einen kontinuierlichen Übergang von der Oberkreide bis ins Eozän an, ohne zu erkennen, daß der tertiäre Alberese (Penicekalk) einer tieferen tektonischen Einheit (Liguriden I) angehört und an die Kalk-Ton-Serie gebunden ist. Als MERLA 1958 aus dem Avetotal Inoceramen beschrieb, wurde ein Oberkreidealter zumindest dieses Gebietes wahrscheinlich. REUTTER (1960) und SAMES (1960) konnten anhand von Dünn-
schliffuntersuchungen für die Alberesevorkommen bei Bedonia ein oberkretazisches Alter festlegen.

Nach SAMES (1963) und LOESCHKE (1965) ist der Caio-Alberese eine Übergangsfazies zwischen dem typischen ligurischen M.Antola-Alberese und dem echten emilianischen M.Cassio-Alberese, die nördlich des eigentlichen ligurischen Faziesraumes abgelagert wurden.

Nach IBBEKEN (1965) läßt sich eine Untergliederung des M.Antola-Alberese in drei auseinander hervorgehende Faziesbereiche durchführen: Antola-Typ an der Basis, Curone-Typ und Pagliaro-Typ im Hangenden.

ABBATE & SAGRI (1967) unternahmen eine weitgehende lithostratigraphische Untergliederung und Parallelisierung der Alberesevorkommen des Nordapennins. In der von den genannten Autoren vorgenommenen Einteilung der Alberese-Typen ergeben sich dennoch Unstimmigkeiten. Vergleicht man die M.Pelpi-Mergel (SAMES 1960) des oberen Cenotales mit dem Alberese in der Umgebung von Ferriere, so ergeben sich klare Unterschiede in der Bankfolge und -mächtigkeit. Bei ABBATE & SAGRI werden beide Arten zum Membro di Bruggi (Antola-Typ) gerechnet.

Auch in dem bearbeiteten Gebiet fielen bei der Geländearbeit

Unterschiede im OCA auf und wurden, soweit es möglich war, durch eine Übersignatur in der geologischen Karte vermerkt. Die Namen wurden dabei von H. IBBEKEN übernommen, da es sich um gleiche Ausbildungen handelt, nämlich den liegenden M.Antola-Typ und den darauffolgenden Curone-Typ; der im Borberatal vorkommende Pagliaro-Typ konnte nicht beobachtet werden.

I.331 Antola-Typ

Der Orocco-Caio-Alberese wird aus durchschnittlich 3 m mächtigen, kompakten Kalkmergelbänken aufgebaut. Sie bilden das Hauptelement einer Wechsellagerung, in der weiterhin Mergelkalke, bis 4 m mächtige, dunkle, plattige Mergel und untergeordnet dunkle Schiefer und dunkle Sandkalke auftreten. An der Basis der Kalkmergelbänke können bis 15 cm mächtige Kalksandsteinlagen vorkommen, an denen manchmal eine Gradierung festzustellen ist. Die Grenzen der Bänke zueinander sind immer scharf. Durch feinverteilten Pyrit und bituminöse Substanzen sind alle Bänke mehr oder weniger dunkel gefärbt. Für die Antola-Fazies kann die dunkle, blaugraue Farbe als typisch angesehen werden. Trotzdem herrschen im allgemeinen gelb-braune und hell-gelbe Verwitterungskrusten vor. Zusätzlich können die Kalkmergelbänke durch verwitternden Pyrit einen orangefarbenen Oxydationsüberzug zeigen.

Die Unterseiten der Sandkalke im Antola-Typ sind sedimentologisch höchst interessant und verdienen genauere Beachtung. Es finden sich die mannigfaltigsten Unterflächentexturen, von Sedimentmarken bis zu fossilen Lebensspuren. Von Marken wurden groove-, slide- und flute casts, prod casts und twisted groove casts bemerkt. Auf einer nur zentimeterstarken Sandkalkplatte waren Spuren von *Granularia* und *Neonerites*, bodenbewohnenden Würmern, die nach SEILACHER (1953) in der Oberkreide verbreitet sind. Daneben treten im Antola- sowie im Curonetyp massenhaft Weidespuren von Faziesfossilien auf. Im bearbeiteten Gebiet waren es besonders *Helminthoidea labyrinthica* (HEER), *Chondrites intricatus* (BRONGN.), *Chondrites affines* (STERNB.),

Helminthopsis sinuosa (AZPEITIA) und *Taphrelminthopsis* (SACCO). Durch die Fossilarmut ist die Altersbestimmung des Antola-Typ sehr erschwert. Ein nicht näher bestimmbarer Ammonit (Fundort R.Rocca dei Folli) und eine fragliche *Pholadomya* sp. (*Inoceramus*?) (Fundort T.Grondana, östl. Pamorolo) konnten zur näheren Altersbestimmung nicht herangezogen werden (Abb. 5). Da die geschlammten Mergelproben ebenfalls keine bestimmbar Faunen erbrachten, konnte die Alterseinstufung nur mit Hilfe von Dünnschliffen vorgenommen werden, die nach der Auswertung folgende Gesteinstypen ergaben:

1. Siltige Biomicrite mit Feinschichtung, die durch dunkle, detritusreiche Lagen von Quarz und Glimmer und helle, kalzitische Partien hervorgerufen wird. Fauna: Spongiennadeln, Radiolarien, Gümbelina sp., Globotruncana lapparenti lapparenti (BOLLI), Gl. stuarti (DE LAPPARENT). Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Glaukonit, Plagioklas, Kalzit, Pyrit. Bindemittel: Feinfilziger Detritus Rundungsgrad: Eckige Quarze Korngröße: 0,01 - 0,05 mm Gefüge: Eingeregelter Muskowitschüppchen und Spongiennadeln.
2. Lithische Grauwacken Fauna: Heterohelix sp., Globotruncana sp., Globigerinella sp. Mineralbestand: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit, Biotit, Chlorit, Titanit, Epidot, Pyrit, Kalzit Bindemittel: Kalkdetritus und Pyrit, der zu Brauneisen oxydiert wurde Gesteinsreste: Tonschiefer, Kalkkörner, chloritisierter Serpentin K Korngröße: 0,01 - 0,2 mm Gefüge: Zum Teil Gradierung, zum Teil gute Klassierung, keine Sortierung.
3. Feldspatführende Kalzilutite und Kalkarenite Mineralbestand: Hauptteil detritischer Kalzit und seltener Plagioklas und Glaukonit; vereinzelt Quarz und Muskowit.

Die gefundenen Foraminiferen weisen auf den Bereich Campan-Maastricht.

1.332 Curone-Typ

Der Alberese des Curone-Typs (Membro di Selvapiana von ABBATE & SAGRI (1967) bereitete bei der Geländearbeit insofern einige Schwierigkeiten, als es nicht klar war, ob es sich um eine besondere Ausbildung eines ketazischen Alberese oder gar um einen alttertiären Alberese handelt. In der Umgebung von S.Gregorio und dem M.Poggio konnte dann festgestellt werden, daß sich dieser Typ kontinuierlich aus dem Antola-Typ entwickelt. Eine genaue Grenzziehung ist daher nicht möglich, was auf der geologischen Karte durch die ineinanderlaufenden Signatur zum Ausdruck gebracht ist. Die allgemein helleren Farben dieses Typs fallen sofort ins Auge, wenn auch noch dunklere Einschaltungen vom Antola-Typ vorkommen können; speziell die Tonschiefer sind dunkel. Als charakteristisch für den Curone-Typ kann die Wechsellagerung von über 5 m mächtigen, hellgrauen, plattigen Mergeln mit 2 m dicken, grauen Sandkalken und Tonschiefern angesehen werden. Die Mergelpakete entwickeln sich dabei sehr oft aus einem 1,50 m mächtigen, gradierten, organische Reste führenden Kalksandstein über einen Mergelkalk zu einem reinen Mergel. Auffallend sind dünnbankige, glimmerreiche Kalksandsteine, die ebenfalls zu einer Sequenz gehören können. Die genannten Bankmächtigkeiten sind nicht überall anzutreffen. Die Maximalwerte gehen zum Hangenden an einigen Stellen bis auf 2,50 m herab. Auffallend ist eine 5 cm dünne ophiolithische Brekzienlage, die südlich S.Gregorio in einem Bachanriß gefunden wurde. Aus den Komponenten und der Lage geht klar hervor, daß nur eine sedimentäre Entstehung in Frage kommt. Die Klasten sind Serpentinbrocken, Tonschiefer und Kalkbröckchen in einer tonig-sandigen Matrix.

In den Hangendlagen des Curone-Typs können 40 cm dicke Turbiditbänke vorkommen, die zu einem großen Teil aus Pflanzenresten bestehen. In einzelnen, siltig-tonigen Bänken im oberen Curone-Typ wurde convolute bedding beobachtet. Im Zusammenhang mit der Änderung der Curone-Ausbildung kommen immer häufiger fast reine, helle, 2-3 m mächtige Kalke vor. Interessant sind helle Laminite, die meistens über massiven, rostbraunen Sandkalken auftreten.

IBBEKEN (1965) beobachtete im Curonetal eine zahlen- und mächtigkeitsmäßige Abnahme der Turbiditbänke zum Hangenden.

Von den untersuchten Mergelproben war nur die östlich Cassimorenga gezogene Probe fündig. Allerdings ist hier nicht zu sagen, ob es sich um den Antola- oder den Curone-Typ handelt. Es wurden Heteroheliceden vom ? globulosa-Typ, sowie Globotruncanenreste gefunden. Die Dünnschliffe erbrachten dann einwandfrei Campan- oberstes Maastricht. Durch das Überwiegen von Globotruncana stuarti gegenüber dem lapparenti-Typ muß er aber etwas höher als der Antola-Typ eingestuft werden (Abb. 6).

Bei der Dünnschliffbearbeitung wurden folgende Gesteinstypen festgestellt:

1. Im Mikrobereich feingeschichtete, lithische Grauwacken mit Tendenz zu Subgrauwacken, die mit siltigen Micritlagen wechsellagern. Der scharf ausgeprägte Kontakt weist sub-marine Erosionsmerkmale in den Grauwackenstraten auf.
2. Globotruncanenreiche Biomicrite
Fauna: Globotruncana stuarti (LAPPARENT), Gl. tricarinata (QUEREAU), Gl. lapparenti lapparenti (BOLLI), Radiolarien, Gümbelina sp.
Die Globotruncanen sind z.T. umgelagert, da das umgebende und das die Kammern ausfüllende Sedimentationsmaterial verschieden ist.
Mineralbestand: Palgioklas, Quarz, Glaukonit, Muskowit, Serpentin, Kalzit
Bindemittel: Tonig-kalkiger Detritus
3. Lamierte, z.T. dolomitisierte Kalkarenite, mit Silt von Quarz und Feldspat, die durch Eisenminerale braungefärbte Pigmenteinschlüsse enthalten.
4. Fast reine kieselige Kalke.

Im unteren Nuretal, zwischen Chiarabini und Farini d'Olmo, kommen Albereseaufschlüsse vor, die von BRAGA (1965) als "calcari di Bettola" bezeichnet werden und die Basis des paläogenen Alberese von Farini d'Olmo bilden sollen. Die gleichen Alberesekalke beschreiben ABBATE & SAGRI (1967) als "membro di Cabella". Die Unterschiede gegenüber dem Curone-Typ machen sich vor allem im fehlenden Mergelgehalt bemerkbar. Dafür treten hellgelbe, harte Kalkbänke vom Palombinotyp auf, die von dunkelgrauen oder braunen, feinschuppigen Tonschiefern getrennt werden. Das Interstratenmaterial kann auch aus braunen, sandigen Mergeln bestehen. Außerdem kommen Kalkarenite und Laminite

wie im Curone-Typ vor. Das Alter muß mit Maastricht - ? unterstes Paläozän angegeben werden. Neben

Ammodiscus sp., *Lagena* sp., *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Gl. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), fielen besonders zahlreiche Individuen von *Heterohelix* sp. auf.

Wegen der extremen Kleinwüchsigkeit der Fauna kann nicht gesagt werden, ob schon Chilogümbelinen vorkommen. In Spongien-Biomiciten wurden außerdem noch *Orbitoides media* (D'ARCHIAC) und *Siderolites* sp. gefunden. Die Summe aller Beobachtungen deutet auf einen Übergang vom Curone- zum Pagliaro-Typ, wie es von IBBEKEN (1965) und von ABBATE & SAGRI (1967) vermutet wird.

Die Gesamtmächtigkeit des Orocco-Caio-Alberese benachbarter Gebiete schwankt zwischen 400 m (KUBE 1965) und 300 m (SAMES 1960). Am M. Caio stehen 2500 m (LOESCHKE 1965) und am M. Antola 2000 m Alberese an. Die Gesamtmächtigkeit der nicht vollständigen Flyschfolge des OCA beträgt im Arbeitsgebiet 550 m. Auf den Antola-Typ entfallen davon maximal 350 m, während der Curone-Typ 200 m einnimmt.

Bei der Geländearbeit wurden zum Teil isolierte Alberesevorkommen angetroffen, die sich weder zu dem Antola-Curone-Typ noch zu dem Pagliaro-Typ stellen ließen. Der Bankfolge und Farbe nach zu urteilen, könnte es sich um eine Ausbildung handeln, die dem M. Cassio-Alberese nahe steht, der nördlich von Bobbio die Steilwände des M. Lazzaro und des M. d'Alpe aufbaut. Die Aufschlüsse östlich Averal di und nördlich des M. Tre Abati, sowie zwischen Bocciarelli und Pronzali im Nuretal, sind durch dünnplattige, braune Sandsteine, hellgraue Mergel und grüngraue Kalke ausgezeichnet.

Auch im Dünnschliff zeigt sich eine Abweichung zu den lithologischen Typen der anderen Albereseaufschlüsse. Besonders auffallend sind spongienreiche Biomiciten mit verhältnismäßig wenig Quarz, Muskowit und Plagioklas. Durch die gut erhaltenen *Globotruncana* (*Gl. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Gl. stuarti* (DE LAPPARENT)) wurde die Einstufung als Oberkreide möglich.

Eine endgültige Klärung, ob es sich um Cassio-Alberese handelt oder nur um eine lokalfazielle Ausbildung des Orocco-Caio-

Alberese ist nicht möglich, da in keinem Fall die Basis aufgeschlossen ist und die vorhandene Aufschlußhöhe keine ausreichende Beobachtung zuließ.

I.4 Liguriden I

Zu den als Liguriden I zusammengefaßten Tertiären Flyschserien gehören der Penice-Kalk und die Kalk-Ton-Serie mit ihren verschiedenen Sandsteineinschaltungen. Während der apenninen Tektogenese glitten diese Sedimente gravitativ über autochthone und parautochthone Gesteine nach Nordosten.

I.4.1 Penice-Kalk

Von LUDWIG (1929), SCHNEIDER und TEICHMÜLLER (1935) wurde diese Kalk-Mergelfolge dem Kalk-Ton-Horizont (KTS) gegenübergestellt und als Foraminiferen-Mergelkalk bezeichnet. Die genannten Autoren rechneten aber auch die Gesteine des Orocco-Caio-Alberese dazu. Dagegen trennte ANELLI (1938) die globigerinenführenden Kalke mit Nummulitbrekzien von den Fucoiden- und Helminthoidenkalken der Kreide ab. In der bis heute folgenden Literatur ist eine Unzahl verschiedener Bezeichnungen enthalten, die aber alle lithofaziell ähnliche Sedimentfolgen gleichen Alters beinhalten. So entsprechen die Kalke von Groppe del Vescovo (BARBIERI & ZANZUCCHI 1963, LOESCHKE 1965, KRAMPE 1965 u.a.) des Enza- und Parmatales den Penicekalken. Auch der "alberese della zona interna" von MUTTI (1964) stimmt damit überein. Der Verständlichkeit wegen wurde der Name 'Penicekalk' gewählt, weil er durch LABESSE ("unité de Monte Penice, 1963) und BRAGA ("formazione di M.Penice", 1965) schon in der Literatur bekannt ist.

Die größte Verbreitung findet der Penicekalk westlich des Arbeitsgebietes zwischen der Costa Ferrata und dem M.Penice, wo er verschiedene, bis zu 100 m hohe, Steilwände bildet. Der

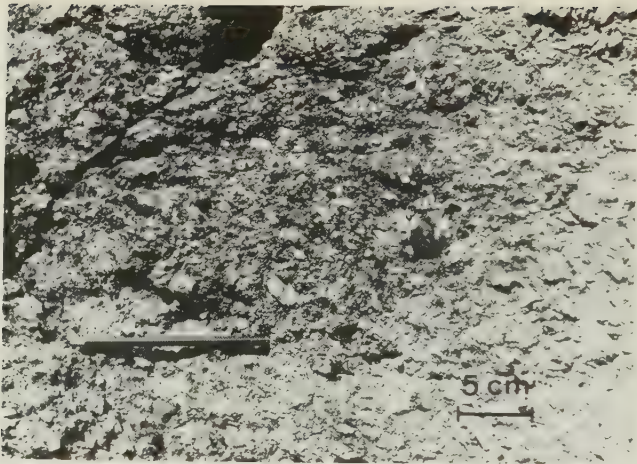


Abb. 3 Brekzien des Ostia-Sandsteins westl. Pietranera

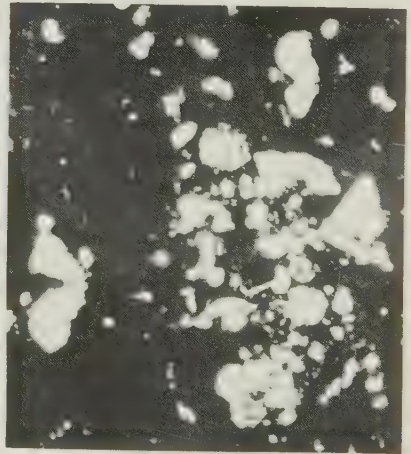
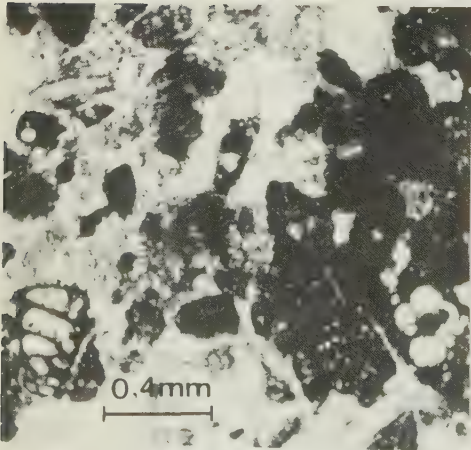


Abb. 4 Linke Seite: Kalkarenit der Buntschiefer-Serie mit *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI) und *Textularia* sp.
Rechte Seite: Biomicrit der Buntschiefer-Serie mit *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI).



Abb. 5 *Pholadomya* sp. (?*Inoceramus* sp.) aus dem
Orocco-Caio-Alberese (Antola-Typ)

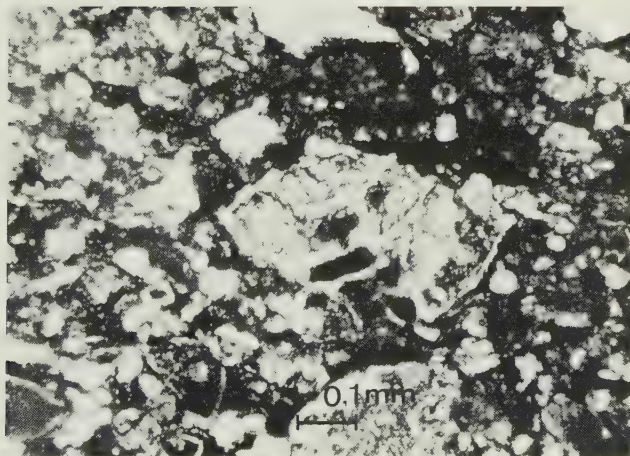


Abb. 6 *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT) aus dem
Orocco-Caio-Alberese (Curone-Typ)

Habitus des Alberese wird durch den Wechsel 5 m mächtiger, porzellanartiger, detritischer Kalke mit hellgrauen, 8 m dicken, kompakten Mergeln hervorgerufen. In diese Sedimentfolge schalten sich gelegentlich bis 30 cm dicke, laminierte Sandsteine ein, die manchmal convolute lamination zeigen und auf den Unterseiten flute casts aufweisen. Auch die weichen Interstraten sind stärkeren Materialschwankungen unterworfen. So schalten sich nordwestlich Castelfranco in 3 m mächtige Kalkbänke braune oder dunkelgraue Tonschiefer ein. Hier kommen auch gelbe, plattige Mergel vor. In den weniger harten Mergelkalen wurden verschiedentlich Fraßspuren von Chondrites sp. bemerkt.

Durch den Foraminiferenreichtum der Sedimente ist eine recht genaue Alterseinstufung möglich. In den Schlammproben wurden

Nodosaria sp., Robulus sp., Globotruncana cf. arca (CUSHMAN), Globotruncana sp., Globigerina linaperta (FINLAY), Globorotalia aequa (CUSHMAN und RENZ), Gl. spinuloinflata (BANDY), Gl. pseudobulloides (PLUMMER), Globorotalia (Acarena) sp.

gefunden. Das Auftreten von Globotruncanen deutet auf erhebliche Umlagerungsprozesse im Alttertiär hin. Die Dünnschliffresultate bestätigen nicht nur die Aufarbeitung von Kreidesedimenten, sondern weisen darüber hinaus auf Umschichtungen paläozäner Gesteine. Kalkarenitische Fossilschuttbrekzien enthielten (Abb. 7):

Fauna: Lithophyllum, Textularia sp., Miliolida sp., Alveolina aff. minuta, Siderolites sp., Nummulites sp., Orbitoides medius (D'ARCHIAC), Orbitoides sp., Astero cyclina sp., Discocyclina sp., Globigerina sp., Globorotalia sp..
Mineralbestand: Quarz, Glaukonit, Kalzit
Gesteinsreste: Kalk, Quarzit
Matrix: Kalzitisch

Wichtig sind hierbei die kleinen, ungepfeilerten Nummuliten, die auf Umlagerung hindeuten. Der Proloculus ist mit großen, idiomorphen Kalzitkristallen gefüllt. In den folgenden Umgängen hat sich detritischer Kalkschlamm abgesetzt, während die letzte, erhaltene Windung mit feinstem Serpentintrag ausgefüllt ist. Die in feinfalzigen, dichten Foraminiferen-Biomictiten und in quarzführenden Biospariten gefundenen Faunen mit Globorotalia velascoensis (CUSHMAN) scheinen dagegen verhältnismäßig autochthone Sedimentationsbedingungen zu repräsentieren. Demnach müßten die altpaläozänen Anteile bald

nach der primären Ablagerung eine Umbettung erfahren haben. Das Alter des Penice-Kalkes würde somit einen Zeitraum vom unteren Oberpaläozän bis zum unteren Mitteleozän umfassen.

Südlich des T. Bobbio bei den C. se Fontanini wurde eine abweichende Ausbildung im Penice-Kalk beobachtet. Rote und grüne Mergel bilden das Interstraten-Material von 30 cm dicken, grauen Kalken. Analoge Tatsachen wurden von LUDWIG (1929) in feinkörnigen Sandsteinen und dichten Kalken des Foraminiferen-Mergelkalkes beobachtet und wegen der Rotfärbung als Cadelmonteflysch bezeichnet. Die Bildungsbedingungen sieht LUDWIG in Verbindung mit einer ehemaligen Kontinentalphase. Aus den Schlammproben ergeben sich auch Anzeichen für litorale, bzw. terrigene Sedimentanteile. Über 50 % werden von Fischzähnen und -schuppen gestellt. Neben einigen fraglichen Reptilzähnen erscheinen Characeen mit tectocharoidem Bauplan und zerbrochene Gastropodengehäuse milieufremd. Der kalkschalige, tectochar Typ mit apikaler Rosette beginnt im Paläozän. Die wenigen Foraminiferengehäuse wurden als

Ammodiscus cf. *incertus* (D'ORBIGNY), *Textularia* cf. *sagittula* (DE FRANCE) und *Aragonia* cf. *ouezzanensis* (REY)

bestimmt.

Diese Ergebnisse deuten auf einen paläozänen - eozänen Zeitraum.

Die Abgrenzung des Penice-Kalkes zu der darunterliegenden Kalk-Ton-Serie ist nicht immer einfach, da beide Flyschfolgen stratigraphisch eng miteinander verbunden sind. Einerseits kommen innerhalb der eigentlichen Kalk-Ton-Serie 20 - 50 m große Schollen von Alberese-Kalken vor, andererseits sind zwischen den Kalkbänken typische Tonschiefer der Kalk-Ton-Serie eingelagert.

Unterschiedliche Deutungsmöglichkeiten ergeben sich bei der Betrachtung der Kontakte. Während die mächtigeren, westlichen Vorkommen des Penice-Kalkes klare tektonische Grenzen zu den anderen Serien besitzen, kann das von den Sedimentkörpern des Nuretales nicht mit Sicherheit behauptet werden. Hier ist die Möglichkeit, daß es sich um stratigraphische Einschaltungen in der Kalk-Ton-Serie handelt, gegeben. Zwischen km 83

und km 84 der S.S. 45 bei Confiente wird Penice-Kalk tektonisch von Aveto-Mergeln überlagert.

1.42 Kalk-Ton-Serie (KTS)

Gegenüber den älteren Autoren zeigte LUDWIG (1929), daß es sich bei der Kalk-Ton-Serie um ein selbständiges Schichtglied handelt, das von den AS zu trennen ist. Er betrachtete - wie später SCHNEIDER (1935) im Avetotal und REUTTER (1960) im Tarotal - die eozänen Kalk-Ton-Gesteine als das normale Hangende des Macigno. Infolge der großen lithologischen Ähnlichkeit der Kalk-Ton-Serie (KTS) mit den Gesteinen der Argille scagliose ist die Abgrenzung dieser Serien gegeneinander sehr erschwert.

Als diagnostische Kriterien zur Erkennung der KTS gegenüber den Argille scagliose können folgende Tatsachen gelten:

1. Das Fehlen basischer Gesteine oder deren Brekzien in der KTS
2. Das Auftreten globorotalienführender Kalke und Kalksandsteine
3. Nummuliten-Brekzien in der KTS
4. Feinlamierte, dunkelbraune Sandsteine.

Als charakteristisch für die KTS gilt der schnelle Wechsel von Sandkalken, Kalken und Mergeln, der bei ungestörter Lagerung besonders ausgeprägt ist. Dünnbankige, braune Kalksandstein mit slide casts und Wulstbildungen auf der Unterseite alternieren innerhalb eines Meters mehrere Male mit ebenso dünnen, grauen oder braunen Tonschiefern. In schwarzen, fettigglänzenden, tektonisch beanspruchten Tonschiefern sind 20 cm dicke, gelbe Kalke oder graue Mergelkalke eingeschaltet. Neben diesen fossilreichen, hellen Kalken fallen besonders laminierte, braune, 2 m mächtige Sandsteine auf. Die Streifung parallel ss kommt durch die gute Korngradierung und die Abwechslung detritusreicher, weicher Lagen mit sandigeren und damit härteren Partien zustande. Oft sind diese Sandsteinbänke ohne Zwischenlagen unmittelbar mit hellgelben Kalken verbunden, die

in einigen Fällen ebenfalls laminiert sind.

Den tektonischen Kräften setzten diese heterogenen Sedimente keinen großen Widerstand entgegen. Die Folge davon ist ein oft chaotisches Aufschlußbild der KTS. Boudiniertes und zerriebenes Kalk- und Sandsteinmaterial ist wirr mit verruscelten Ton-schiefer- und Mergelpaketen verknetet. Metergroße Falten liegen abgeschert in völlig aufgelöstem Schichtverband. Zerbrochene und gelängte Kalkbänke sind gegeneinander verdreht und gekippt worden. Sicher sind für derartige Erscheinungen nicht allein tektonische Kräfte verantwortlich. Der große Tonanteil innerhalb der KTS bietet bei Wasseraufnahme für rezente Gleitbewegungen und Hangrutschungen geradezu ideale Verhältnisse. Besteht die Bankfolge hauptsächlich aus standfestem Material wie im R.Rocca östlich Ciregna, so sind in der KTS ungestörte, gleichmäßige, NE-vergente und liegende Falten ausgebildet.

In den mergelig-tonigen Horizonten der KTS wurden zur Alters-einstufung nur schlecht konservierte Foraminiferen gefunden.

Zur Bestimmung kamen:

Haplophragmoides sp., Bulimina jacksonensis (CUSHMAN und APPLIN), Uvigerina mexicana (NUTTAL), Globorotalia spinuloinflata (BANDY), Globorotalien vom cocoensis-Typ, Globorotalien der bullbrooki-Zone.
(Bestimmung von Prof.F. BARBIERI, Parma)

Bei der Dünnschliffauswertung konnten zum Teil bessere Ergebnisse erzielt werden.

1. Fast reine, fossilreiche Kalkarenite (Abb. 8):

Fauna: Vulvulina sp., Alveolina aff. vasciolites, Stilostomella sp., Cuvillierina sp., Assilina sp., Nummulites aff. burdigalensis, Gypsina linearis (HANZAWA), Sphaerogypsina globulus (REUSS), Eorupertia sp., Orbitoides sp., Pseudogypsina multiformis (TRAUTH), Globigerina sp., Truncorotalien der aragonensis-Gruppe, Acareninen, flosculine Formen, rotaloide Formen der Gattung Pararotalia, Lithophyllum, Solenomeris umgeben von Lithothamnium, perforierte Brachiopodenschalen und Radiolarienreste.

(Bis auf Nummulites aff. burdigalensis Bestimmung von Professor H. MAGN, München)

Gesteinsreste: Überwiegend feinfilzige Kalke, Kalkarenite, Foraminiferen-Biomicroite, seltener Quarzite, Grauwacken, Glimmerschiefer und basisches Material (Andesit?, Diabas?).

2. Foraminiferenreiche Kalzilitute analoger Zusammensetzung.

3. Foraminiferen-Biomicroite:

Fauna: Globorotalien vom bullbrooki-Typ, Globigerina sp., Alveolina sp., Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Kalzit

4. Dichte, reine Kalke.

Wegen zahlreicher Eorupertien und Gypsina linearis (HANZAWA) nimmt Prof. H. HAGN Mittelleozän als gegeben an. Die Gattung Cuvillierina ist eventuell als umgelagert zu betrachten. Ober-eozän konnte in der KTS nicht nachgewiesen werden.

Abweichungen von der normalen lithologischen Ausbildung der KTS sind nordöstlich von Ciregna bis zum Cima Liscaro vorhanden. Beim Aufstieg im R.Rocca zum M.Aserei erkennt man, wie die Sandsteinbänke immer stärker hellgrauen, stark verwitterten Kalken weichen. Zusammen mit diesen plattigen Kalken und Kalkareniten werden die Kammlinien in der Umgebung des M.Aserei aus laminierten Sandsteinen und braunen oder schwarzen Tonschiefern aufgebaut, wie sie auch in der KTS vorkommen. Dennoch erscheint das Aufschlußbild verändert. Besonders gleichmäßig-tafelige, braune Kalksandsteine und gelbe, plattige Kalkmergel rufen neben grauen und braunen Mergeln und Tonschiefern einen fremdartigen Eindruck hervor.

Eine weitere Abweichung von der Normal-Sedimentation der KTS stellt die 1 m mächtige Kalk-Brekzie von Cima Liscaro dar. Diese brekziösen, eingeregelteten Kalke wurden von LABESSE (1963) zusammen mit roten Tonschiefern (s. S. 54) zum Orocco-Caio-Alberese gestellt. Die im Schliffbild vorhandene Fauna läßt das durchaus vermuten.

Fauna: Textularia sp., Rotaloidea sp., Miliolida sp., Orbitoides medius (D'ARCHIAC), Globigerina sp., Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT), Algen, Bivalvenreste
Gesteinsreste: Palombinokalke, Tonschiefer, Kalkarenite, Kalke vom Alberese-Typ, Grauwacken

Da die Brekzien aber in sedimentärem Kontakt zu liegenden und hangenden KTS-Sedimenten stehen und hangende Kalke des M.Aserei globorotalienführend sind, dürfte es sich um umgelagerte, kretazische Bestandteile handeln.

Die Kontakte der KTS zu den anderen Gesteinen sind, bis auf den stratigraphischen Übergang in die Serie von Brugnello (s. S. 69), tektonisch.

Durch die Überdeckung höherer tektonischer Einheiten fand möglicherweise eine Ausdünnung statt, so daß die KTS in extremen Fällen tektonisch ausgekilt (M.S.Agostino, M.Tre Abati). Wegen

dieses plastischen Verhaltens wird eine Mächtigkeitsangabe sehr erschwert. Als Anhaltspunkt kann das autochthone KTS-Band westlich der Trebbia zwischen der Serie von Brugnello und dem Penice-Kalk dienen.

Die anstehenden 350 - 400 m Sediment dürften ungefähr der wahren Mächtigkeit entsprechen.

I.421 Einschaltungen in der Kalk-Ton-Serie am M.Aserei (Petrignacola-Sandstein I des Bratica-Tales)

Östlich von Ciregna kommen im Rio Rocca neben den genannten Gesteinen der KTS Konglomeratlinsen (BRAGA 1965) mit Glimmerschiefern, Quarziten, porphyrischen und granitischen Bestandteilen vor. Eine weitere Übereinstimmung mit dem Avetotal wird durch serpentinitreiche, grobe, 80 cm dicke Sandsteine erreicht. Diese grünen, linsenförmigen Turbiditbänke geringer horizontaler Erstreckung sind sedimentäre Einschaltungen in der KTS. Hieraus ergeben sich erstaunliche Parallelen zu den Tertiärserien des Bratica-Tales. Bei LOESCHKE (1965) und MARKWICH (1964) werden die grobklastischen, in der KTS eingeschalteten Sandsteine als Petrignacola-Sandstein I (= Avetosandstein) beschrieben, der sowohl eine gleittektonische wie eine rein sedimentäre Deutung zuläßt. Die Nummerierung dieses Sandsteintyps wurde von LOESCHKE (1965) vorgenommen, um eine bessere Trennung ähnlicher Vorkommen in höheren Sedimentfolgen zu erreichen. Auch olisthostromatische ? Einschaltungen von roten und grünen Tonschiefern südwestlich des M.Aserei tragen zur Übereinstimmung zwischen beiden Gebieten bei.

In den roten, feinschuppigen, zum Teil splittrigharten Tonschiefern variieren die Bankmächtigkeiten zwischen 30 cm und 10 m. Bei den saftiggrünen Tonschiefern treten 60 cm bis 1 m dicke Horizonte auf. Dazwischen bemerkt man feinlagige, grüngefärbte Quarzitbänke. Im stratigraphisch Hangenden lösen sich die bunten Farben auf und die grünen Tonschiefer gehen bei stetiger Sandzunahme in braune, graubraune und graue Mergel über. Strati-

graphisch noch höhere Lagen enthalten dann dünnplattige, braune Kalksandsteine und Laminite, wie sie für die KTS des M.Aserei typisch sind. Penicekalke treten weitgehend zurück. Die gesamte Aufschlußhöhe beträgt 30 m. Diese Sedimente wurden von LABESSE (1963) mit der Buntschiefer-Serie verwechselt und als Basis des Orocco-Caio-Alberese aufgefaßt.

I.422 Kalksandsteine der Kalk-Ton-Serie bei Rompeggio im Nuretal (? Groppo Sovrano)

Bei der Geländearbeit fielen im Nuretal mächtige, braungraue Sandsteine innerhalb der KTS auf, die durch dünne Mergellagen getrennt sind. Bedingt durch die außerordentlich kompakte Bankfolge, fehlende Tonschiefer und die bedeutend helleren Farben, wurden die Sandsteine nicht mit der Serie von Metteglia (P.te Bratica-Sandstein) gleichgesetzt, sondern als eigene, sedimentäre Einschaltung in der KTS aufgefaßt.

Es sind braungrüne, grob- bis feinsandige, gradierte Psammite. Einzelne Basallagen erreichen Korngrößen bis zu 1,5 mm Durchmesser. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 2 m und 40 cm. Unterflächentexturen in Form von groove casts können auftreten. Zwischen die Sandsteine schalten sich dünne, bis 20 cm mächtige, helle Mergel, deren Schlammproben keine Fauna enthielten. Es ist sehr gut zu beobachten, wie die Mergel zum Hangenden dunkler und mächtiger werden, bis schließlich eine typische KTS vorliegt.

Die Dünnschliffe lieferten

1. Feinkörnige, lithische Grauwacken:
Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Muskowit, Biotit, Chlorit, Zirkon, Epidot, Kalzit, Pyrit
Gesteinsreste: Quarzit
Bindemittel: Kalzitisch, detritisch
Korngröße: 0,08 mm - 0,5 mm
Gefüge: Zum Teil gute Kornklassierung, keine Kornsortierung
2. Fossilreiche Kalkarenite:
Fauna: Miliolida sp., Globigerina sp., Globorotalia sp.
Mineralbestand: Quarz, Muskowit, Kalzit
Gesteinsreste: Kalke

Diese artenarme, schlecht erhaltene Fauna, läßt eine genauere Altersbestimmung als Alttertiär nicht zu. Dennoch ergeben sich aus Vergleichen mit den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano des Bratica-Tales, für die LOESCHKE (1965) ein mögliches M.-Eozän bestimmte, Anhaltspunkte für eine genauere stratigraphische Einordnung dieses Schichtgliedes. Die petrographische Beschreibung der Kalke von Groppo Sovrano bei LOESCHKE, stimmt weitgehend mit den Beobachtungen in den Sandsteinen der KTS des Nuretales überein. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 50 m und entspricht damit den Angaben LOESCHKES (1965) und MARKWICHs (1964) für die Kalke von Groppo Sovrano. Über den Kalksandsteinen im Nuretal folgen bei Perotti helle, albereseähnliche Kalke und Mergel. Identische Gesteine sind in gleicher stratigraphischer Position auch im Bratica-Tal vorhanden. Die aufgeführten Tatbestände lassen eine Parallelisierung zwischen den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano und den Sandsteinen der KTS im Nuretal gerechtfertigt erscheinen. Über die Kontakte der Sandsteine der KTS zu den liegenden Serien läßt sich im Arbeitsgebiet keine Aussage machen, da sie nicht aufgeschlossen sind.

I.43 Serie von Metteglia (Ponte Bratica-Sandstein)

Der Name P.te Bratica Sandstein wurde von BARBIERI & ZANZUCCHI (1963) für Sedimente im Hangenden der KTS nach der Typuslokalität bei Corniglio im Parmatal ausgewählt. LOESCHKE (1965) und MARKWICH (1964) lieferten eine genaue Beschreibung dieser Serie. Aus dem Piacentiner Apennin sind bisher keine Vorkommen bekannt geworden.

Die Sandsteine und Tonschiefer der Serie von Metteglia sind auf der geologischen Karte von SACCO (1891/92) mit zu den Sandsteinen von Bobbio gerechnet worden, obwohl beide durch einen tektonischen Kontakt getrennt sind. Diese Schichtfolge ist lithologisch sowie faziell mit den Sandsteinen von Bratica isopisch und sedimentär mit der hangenden KTS verbunden.

Auffallenderster Bestandteil der Flyschserie sind dünnbankige,

sehr feinkörnige, dunkelgraue oder graugrüne lithische Grauwacken mit eisen- und manganbrauner Verwitterungsrinde. Sie wechsellagern mit grünscharzen, graubraunen, feinschuppigen Tonschiefern. In kalkigeren Bänken wurden häufig Abdrücke von Paläodictyon sp. gefunden. Daneben treten noch 15 - 20 cm dicke, graugrüne Kalksandsteine, lilabraune und ockergelbe Tonschiefer und Mergel auf. Der dunkle, feinbankige Charakter kann lokal durch stärkere Vermergelung verloren gehen. So kommen östlich des Piano di Robecco 20 m mächtige, blaugraue Tonschiefer vor, die teilweise den Kontakt zur Serie von Brugnello bilden. Über den invers liegenden Mergeln der Serie von Brugnello folgen nordöstlich Pkt. 1179 mit schlecht erkennbarem tektonischem Kontakt sandige, dunkelgrüne und braungelbe Mergel. 10 m über der Grenze stehen grüne, 50 cm mächtige Sandsteine an. Die zerrissenen und verdrehten, serpentinitreichen Sandsteine liegen in den Mergeln. Der naheliegende Verdacht, es könnte sich um Avetosandstein handeln, wurde bei der Dünnschliffauswertung bestätigt. Dadurch ergeben sich erneut überraschende Parallelen zu den KTS-Vorkommen zwischen Parma- und Enzatal. LOESCHKE (1965) schildert Einschaltungen von Petriagnacola- (=Aveto-) Sandstein II aus dem Bratica-Sandstein.

Die untersuchten Faunen bestehen überwiegend aus benthonischen Formen, so daß der Aussagewert nur begrenzte Bedeutung besitzt. Es konnten

Glomospira angordianus, Haplophragmoides periplex excavatus, Nodosaria sp., Stilostomella sp., Cibicides sp., Eponides trümpyi (NUTTAL), Globigerina ?tripartita (KOCH)

bestimmt werden. Als typisch für die Serie von Metteglia müssen noch die zahlreichen, idiomorphen Pyritkristalle betrachtet werden. Sicher ist die Thanatozoenose nicht wesentlich jünger als M.Eozän.

Die zum M.Aserei darauffliegende KTS scheint stratigraphisch mit der Serie von Metteglia verbunden zu sein. Für die im Meterbereich intensiv gefaltete Sedimentfolge muß mit 80 m Mächtigkeit gerechnet werden.

II. Parautochthon (Komplex des Aveto-Sandsteins)

Der südlichste Teil des Kartierungsgebietes wird von der parautochthonen Schichtfolge des Aveto-Komplexes eingenommen, der nach Norden bewegt wurde, so daß er heute in der Nachbarschaft der Sandsteine von Bobbio liegt. Zu dem Parautochthon gehören die Graumergel und der nach Norden auskeilende Aveto-Sandstein (KUBE 1965).

Graumergel-Serie (GMS)

Bei ROVERETO (1926) werden die grauen Mergel des Aveto- und Nuretales zusammen mit der KTS als "scisti galestrini calcarei con banchi calcarei ofiolitiferi" bezeichnet. SCHNEIDER (1935) stellte die von KUBE (1965) benannte Graumergel-Serie zum Teil zur "liguriden Oberkreide". Dagegen unterscheidet ANELLI (1938) ophiolithführende Tonschiefer (Argille scagliose) von der darunterliegenden, nummulitenreichen Tonmergel-Schicht (Graumergel-Serie und Kalk-Ton-Serie) mit Kalkeinschaltungen (Penicekalk). Der Komplex A des Piacentiner Apennin tritt seiner Meinung nach im Hangenden des Macigno (Aveto-Sandstein und Sandsteine von Bobbio) auf. BRAGA (1965) betrachtet die Graumergel-Serie des oberen Nuretales ("marne di Pertuso") als das Liegende der Sandsteine von Bobbio. Die "marne di Centenaro" faßt er als Hangendes der Sandsteine von Bobbio auf.

So eindeutig die Mergel des oberen Nuretales (Mergel von Pertuso) der Graumergel-Serie des Avetotales entsprechen, so ungewiß erscheint die Parallelisierung der Graumergel-Serie des Avetotales mit der Serie von Brugnello. Den einzigen Anhaltspunkt kann nur die Tektonik liefern, denn lithofaziell besteht zwischen beiden Folgen kaum ein Unterschied. Auch die Faunengemeinschaften lassen keine Rückschlüsse zu. Ganz gleich, ob die Graumergel-Serie mit der Serie von Brugnello identisch ist oder nicht - auf dieses Problem wird in Kapitel D III eingegangen -, in jedem Fall ist eine Trennung nach

tektonischen Gesichtspunkten gerechtfertigt. Denn im Unterschied zur autochthonen Serie von Brugnello nehmen die Mergel des Avetotales eine parautochthone Position ein.

Das typischste Merkmal ist die über mehrere hundert Meter vollkommen einheitliche Sedimentation von hellgrauen, sandigen Mergeln. Zunehmender Kalkgehalt verleiht dem Gestein das plattige Aussehen von lithographischen Kalken. Es können Farbnuancen von gelbgrau, braungrau bis grüngrau auftreten, die durch die Verwitterung des sedimentären Pyrits hervorgerufen werden. Durch tektonische Bewegungen auf den Schichtflächen ist die Bankung im Aufschluß schwer zu erkennen. Hinzu kommt noch, daß die Kalzitadern das Gestein wirr durchsetzen. Zum Hangenden treten bei zunehmender Kornvergrößerung immer häufiger Siltsteinbänke auf. Unterflächenmarken lassen dann eine eindeutige Aussage über die Lagerungsverhältnisse zu. Im unteren Avetotal täuscht das Aufschlußbild oft mehr Sandsteinbänke vor, als tatsächlich vorhanden sind. Größtenteils sind es siltreiche Mergel, die mit Mergelkalken wechsellagern. Südwestlich Gambarò wurden zum Hangenden ausnehmend viel Weidespuren von *Chondrites* sp. und *Paläodictyon* sp. gefunden.

Die Bestimmung des Alters war schwieriger als zuerst angenommen, da der Erhaltungszustand der artenarmen Fauna durchweg schlecht ist.

Ammodiscus sp., *Nodosaria* sp., *Cibicides* sp., *Gyroidina* sp., *Globigerina ampliapertura* (BOLLI), Gl. cf. *dissimilis* (BLOW & BANNER), Gl. *tripartita* (KOCH).

Eine genauere Altersangabe als Obereozän - Oligozän ist daraufhin nicht möglich.

Die Graumergel-Serie wird in den meisten Fällen von KTS tektonisch überdeckt. Bei der Überschiebung wurden KTS-Anteile in die oberen, "aufgeblättern" Mergelbänke eingeschuppt. Umgekehrt kommen abgelöste Mergelbänke in den Basallagen der KTS vor. Auf der Ostseite des Nuretales und bei Lovetti im Avetotal wird die tektonische Auflage von Ophiolithen gebildet. Wegen der starken Schuttbildung der Serpentinite können die Grenzverhältnisse nicht genau studiert werden.

Das Fehlen der Basis der Graumergel-Serie erlaubt keine exak-

te Mächtigkeitsangabe. Die größte ersichtliche Aufschlußhöhe tritt im Nuretal zwischen Rocconì und Pertuso mit 500 m auf. Die tatsächliche Sedimentmächtigkeit übertrifft diesen Wert sicher um 100 m.

II.11 Olisthostrome in der Graumergel-Serie

Bei der Geländearbeit fielen verschiedenen Ortes in den GMS einzelne, dunkle Einschaltungen von KTS-Material auf. Die Entstehung der linsenartigen Vorkommen kann nur mit submarinen Schlammströmen erklärt werden, da die meistens guten Aufschlußbedingungen keine Anzeichen für tektonische Verschuppung lieferten. Zudem sind die Sedimentkörper teilweise derart klein, daß sie bei tektonischen Bewegungen zermahlen worden wären. Auch die in schwarzen Tonschiefern eingewickelten, dünnbankigen, gelblichen Kalke deuten auf einen Schlammfluß hin. In den Tonschiefern nördlich Rompeggio (Nuretal) wurde eine Fauna gefunden, die deutliche Verwandtschaft mit denen der KTS zeigt:

Sandschaler, Lagenas sp., Uvigerina sp., ?Rotalipora sp., Globigerina sp., Globorotalia simulatilis, Globorotalia sp..

Bei Annäherung der KTS-Gleitdecke an den Sedimenttrog der GMS im submarinen Milieu löste sich von der Deckenstirn Material, das in Form von Schlammströmen vorauseilte und sich in die Normalsedimentation einschaltete.

II.2 Aveto-Sandstein (Petrignacola-Sandstein)

Die Sandsteinvorkommen des Nordapennins wurden lange Zeit summarisch mit dem Namen "Macigno" belegt. So meint ANELLI (1938) in den roten und grünen Tonschiefern bei Ruffinati im Aveto-tal die toskanische Scaglia rossa wiederzuerkennen und parallelisiert den Aveto-Sandstein mit dem toskanischen Hauptkamm-Macigno, der dann seiner Meinung nach zwischen Marsaglia und

Bobbio eine NE-vergente Falte bildet, ähnlich der liegenden Falte des Apennin-Hauptkammes. In den letzten Jahren geologischer Apenninforschung wurde aber immer deutlicher, daß es sich bei vielen Sandsteinvorkommen um hetero- und isochrone Bildungen verschiedener Ablagerungsräume handelt. Heutzutage sollten unter dem Begriff "Macigno" nur Flyschsandsteine des toskanischen Sedimentationsgebietes verstanden werden, die von kretazischer und eozäner Scaglia rossa unterlagert sind. Doch wird das auch in der neueren Literatur nicht konsequent durchgeführt.

Anfang der sechziger Jahre wurde damit begonnen, den Aveto-Sandstein (MAXWELL 1963, KUBE 1965) wegen seiner besonderen Ausbildung von den Sandsteinen von Bobbio (Cervarola-Sandstein) zu trennen (TEN HAAF 1961, MUTTI 1964). Der petrographische Befund des Aveto-Sandsteins hat ELTER, GRATZIU, LABESSE (1964) dazu geführt, eine Übereinstimmung mit dem Petrignacola-Sandstein des Bratica-Tales anzunehmen. Als äquivalente Bildung zum P.te Bratica-Sandstein betrachten die genannten Autoren die "Formazione di Salsominore" (GMS), die bei Ruffinati stratigraphisch mit dem Aveto-Sandstein verbunden sein soll.

Der Aveto-Sandstein stellt eine nach S zunehmende, grobklastische Einschaltung in der Graumergel-Serie dar. Die stetige Zunahme der sandigen Komponente wird auf der W-Seite des T.Aveto zwischen M.Cerello und Casale gut ersichtlich. In den zunächst noch grauen, kompakten, hangenden Mergelbänken erscheinen zentimeterdünne Siltlagen graugrüner Farbe. In den mergeligen, grauen Siltsteinen sind ein oder mehrere grüne, sandige Lagen eingeschaltet. Bald haben sich 50 cm dicke, graugrüne, serpentinitführende Sandsteine entwickelt, die von grauen, sandigen oder kalkigen Mergeln getrennt sind. Zum Teil kommen auch splittrige, dunkelgraue Kalkmergel vor.

Bei Casale tauchen dann die ersten Gerölllagen auf. Die gleiche Erscheinung ist in westlicher Richtung entlang der S.S.45 zu machen, nur fehlt hier die schnelle Korngrößenzunahme. Während also nach SW die Sandsteinfazies zunimmt, überwiegt in nordöstlichen Arealen die Mergelfazies.

Die sedimentologischen Merkmale weisen darauf hin, daß für die

Flyschsandsteine des Avetotales eine Ablagerung aus turbidity currents in Frage kommt. Der abrupte Unterschied zwischen Straten und Interstraten ist zwar im Norden noch nicht scharf ausgeprägt, doch ändert sich das mit zunehmender Bankmächtigkeit im Süden. Die bankinterne Gradierung ist gut erkennbar. Zum Teil wurde in halbverfestigtem Zustand eingeschwemmtes Interstratenmaterial in Linsen angetroffen. Auf den Unterseiten der Psammite, seltener bei dem Siltmaterial, können groove- und flute casts neben einzelnen Wurmbauten bemerkt werden. Alle daraus abgelesenen Bewegungsrichtungen für die Turbidite weisen auf einen Transport von NW nach SE. Damit ergibt sich für den Avetosandstein die gleiche Schüttungsrichtung wie für die Sandsteine von Bobbio (s. S. 75).

Die mehrere Meter mächtigen Bänke des südlichen Avetotales sind im Arbeitsgebiet nicht mehr vorhanden. Dennoch unterliegt es keinem Zweifel, daß es sich um die gleiche Sandsteinfazies handelt, da, von Korngrößenunterschieden abgesehen, die Schliffbilder vollkommen übereinstimmen. Zur Verdeutlichung wurden deshalb 6 zur Verfügung stehende Dünnschliffe von KUBE zusammen mit den Resultaten des eigenen Arbeitsgebietes ausgewertet und in der Abbildung 15 dargestellt. Nach dieser Darstellungsmethode von RUCHIN (1958) entspricht die Zusammensetzung einer Arkosegrauwacke bzw. einer grauwackenhaltigen Arkose. Der durchschnittlich über 50% liegende Feldspatanteil ist auf den verhältnismäßig hohen Spilit- und Andesitanteil zurückzuführen (Abb. 9). Daneben fällt besonders in groben Fraktionen Serpentintrag auf, der zu Kalzit umgewandelt sein kann. Das Bindemittel besteht in den meisten Fällen aus feinstem, kalzitischem Detritus. Einige Gesteinspartien scheinen auch von chemischem Zement verfestigt worden zu sein, doch können die einheitlich orientierten Kalkspatindividuen auch durch Sammelkristallisation aus dem Kalkdetritus entstanden sein. Dünnschliff-Vergleiche mit dem Petrignacola-Sandstein erwiesen eine vollständige Übereinstimmung.

Die stratigraphische Stellung des Avetosandsteins muß nach wie vor als umstritten gelten, da die untersuchten Proben kein brauchbares Resultat lieferten. Aufgrund von Nummulitenfunden

stellte SCHNEIDER (1935) die Serie in das Eozän. Auch in allen späteren Publikationen (BONI 1961, MAXWELL 1963, KUBE 1965) wurden die Sandsteine mangels genauerer Fossilbestimmungen ebenfalls dem Eozän zugeordnet.

In Foraminiferen-Biomicriten wurden

Globorotalia cf. velascoensis, Gl. cf. aequa (CUSHMAN u. RENZ) Gl. aff. bullbrooki, Globigerina sp., Rotaloidea sp.

gefunden. Andere Dünnschliffe enthielten umgelagerte, kleinwüchsige Discocyclinen der Verwandtschaft Discocyclina seunesi (DOUVILLE) und unbestimmbare Globorotalienreste. Anhaltspunkte zur Altersbestimmung können einzig die paläozänen - untereozänen Globorotalien liefern (Abb. 10). Dennoch muß auch für die Globorotalien mit Resedimentationsvorgängen gerechnet werden, so daß ein zu hohes Alter angezeigt wird. Möglicherweise wurde der Avetosandstein während des M.-O.Eozän abgelagert. Dem 500 m mächtigen Sandsteinpaket des oberen Avetotales (KUBE 1965) stehen bei Casale noch maximal 250 m gegenüber.

II.21 Konglomerate des Aveto-Sandsteins

Im Arbeitsgebiet sind die schon mehrfach beschriebenen Konglomerathorizonte des Avetosandsteins gegenüber den vergleichsweise großen Vorkommen von Lisore und der Costa Coverera bedeutungslos. Die linsenartigen Geröllagen liegen an der Basis psammitischer Bänke. Der maximale Durchmesser der Konglomeratbestandteile beträgt 12 cm. Zur genauen Analyse der Komponenten wurden 50 Gerölle im Dünnschliff untersucht. Im einzelnen ergaben sich folgende prozentuale Anteile:

26% Magmatite, 26% Metamorphite, 48% Sedimentite.

Unter den sehr gut gerundeten Magmatiten fielen besonders graugrüne Quarzporphyre (4%) auf. 1 mm große Quarzkristalle, Plagioklase und Kalifeldspate werden von mikrokristalliner Quarz-Feldspat-Masse mit Fluidalgefüge umgeben. Die Quarzdihexaeder zeigen neben Resorptionsbuchten wieder ausgeheilte Bruchzonen. Das deutet auf tekto-

nische Beanspruchung nach beendeter Kristallisation. Wegen zu starker Serizitisierung entlang der Spaltflächen konnten die Plagioklase nicht genauer bestimmt werden.

8% der Bestandteile werden von Andesiten gestellt. Die porphyrische Struktur ist durch 4 mm große, zonar gebaute, Plagioklase und Hornblenden gut erkennbar. Als Ausdruck langsamer Veränderungen der Schmelze sind die Feldspate in einen anorthitreichen Kern und einen albitreichen Saum differenziert (gefüllte Feldspate). Entlang der Spaltflächen fand bei den Hornblenden eine weitgehende Chloritisierung und Epidotisierung statt, so daß oft nur noch die Kristallumrisse an das Primärmineral erinnern.

Die restlichen 14% der Magmatite sind metamorph überprägte Plutonite, die der Zusammensetzung nach Alkalikalksyeniten nahestehen. Quarzreiche Gneise und Glimmerschiefer stellen den überwiegenden Anteil der Metamorphite. Dazu wurden auch gerundete Milchquarze gerechnet.

Auch die Sedimentite sind sehr heterogen zusammengesetzt. Neben kantengerundeten, mittelgrauen, detritischen Kalken, Kalkareniten und lagigen Kalksandsteinen kommen dunkle Kalkbrekzien und hellgraue, gut gerollte Hornsteine vor. Ein Vergleich dieser Geröllassoziaton mit den Angaben KUBEs zeigt Unterschiede der Materialführung. Der Anteil basischer Magmatite nimmt von Norden (8%) nach Süden (60%) sehr stark zu. Dagegen verhalten sich die Prozentzahlen der sedimentären Komponenten genau umgekehrt: Bei Castello im Süden werden nur 5% von Sedimentiten gestellt, während sie in den Konglomeratlagen bei Casale im Norden 48% einnehmen. Da die zuletzt gemachten Angaben weitgehend von der Art der Probenahme abhängen, sind die Werte nur als ungefähre Richtlinien zu werten.

Interessant ist die Frage nach dem Liefergebiet des sauren Kristallins einerseits und des basischen Materials andererseits. Der Ophiolithschutt dürfte z.T. aus aufgearbeiteten Magmatiten der ligurischen Unterkreide stammen. Das Liefergebiet für den Andesitschutt hat möglicherweise im SW gelegen, weil in dieser Richtung die größte Zunahme von Grüngesteinsresten zu verzeichnen ist. Diese Vermutung ist mit den gefundenen Strömungsrichtungen der Turbidite nur scheinbar unvereinbar. Denn bei einem nordwestlichen Ursprungsort der Trübströme können laterale Liefergebiete trotzdem eine große

Rolle gespielt haben, selbst dann, wenn keine Strömungsmarken darauf hinweisen. Der Ophiolithschutt-Detritus hätte im Vergleich zu den übrigen detritischen Anteilen einen kurzen Transportweg gehabt. Die eckige Ausbildung von Andesiten und Serpentiniten spricht sehr dafür. Möglicherweise wurde das Material von der Insubrischen-Schwelle (ELTER, ELTER, STURANI & WEIDMANN 1966), die zwischen dem Ligurikum und dem Toskanikum bestanden haben soll, geliefert. Anders verhält es sich mit den gut gerollten, sauren Magmatiten und Metamorphiten. Sie können zusammen mit dem Ophiolithmaterial eingeschwemmt sein und aus älteren ligurischen Sedimenten stammen, wo sie sich schon auf sekundärer Lagerstätte befanden. Andererseits wäre denkbar, daß sie von den Turbiditen mitgebracht wurden und den Abtragungsschutt eines im NW gelegenen Hochgebietes repräsentieren.

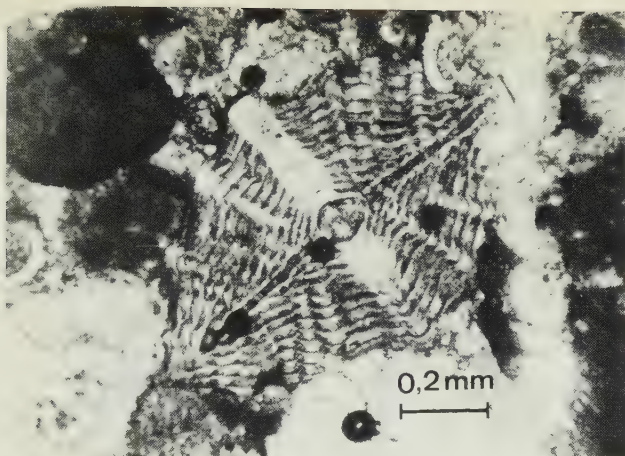


Abb. 7 *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC) einer
Fossilschuttbrekzie des Penice-Kalkes

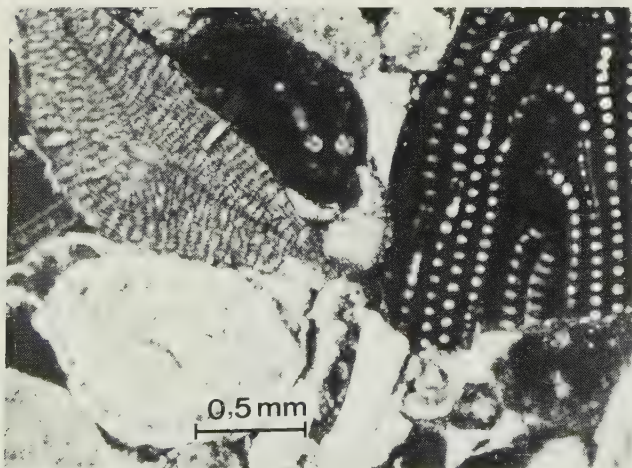


Abb. 8 Fossilschuttbrekzie der Kalk-Ton-Serie
mit *Alveolina* sp., *Nummulites* sp. und
Discocyclina sp.

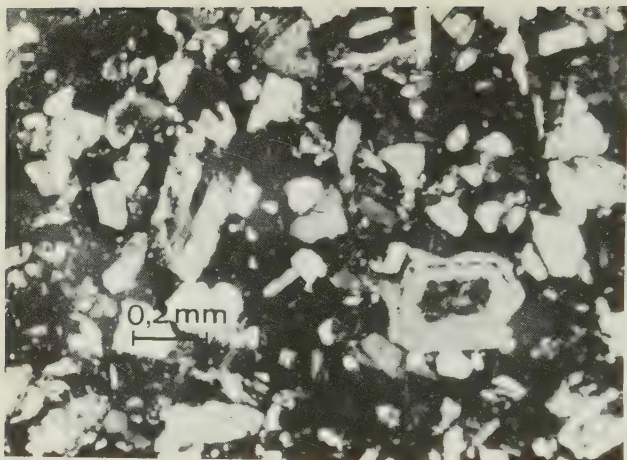


Abb. 9 Arkosegrauwacke des Aveto-Sandsteins mit Feldspat-Kristall, der in einen anorhitreichen Kern und einen albitreichen Saum differenziert ist (Dünnschliff, + Nicols)

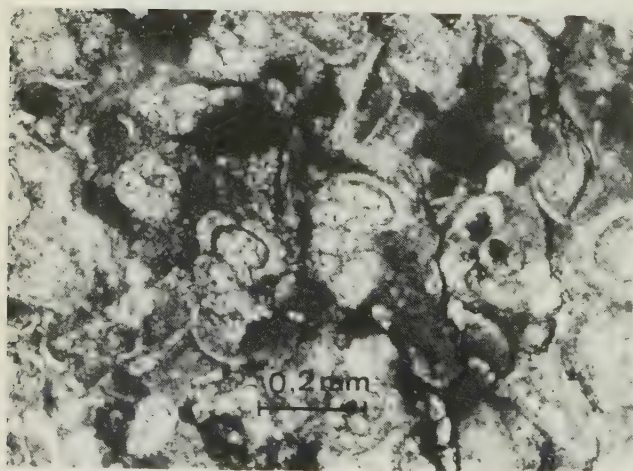


Abb. 10 Globorotalien des Aveto-Sandsteins

III. Autochthon

Weil die Sandsteine von Bobbio zusammen mit den Hangend-Mergeln am jüngsten sind, und weil sie gleichzeitig die tiefste tektonische Einheit bilden, müssen sie im Arbeitsgebiet als autochthon angesehen werden. Zum Autochthon sind außerdem die Mergel von Brugnello (Liegend-Mergel) und Teile der Kalk-Ton-Serie zu rechnen, da zwischen der Kalk-Ton-Serie und den Liegend-Mergeln, sowie zwischen den Liegend-Mergeln und den Sandsteinen von Bobbio stratigraphische Kontakte bestehen. Die genannten Serien sind zwischen Marsaglia und Bobbio im Trebbialtal aufgebogen und bilden das tektonische Fenster von Bobbio.

III.1 Mergel von Brugnello

Erstmals unterschieden MUTTI (1961) und TEN HAAF (1961) einen unteren, mergeligen und einen oberen, sandigen Teil der Sandsteine von Bobbio. BONI (1961) nahm an, daß die Mergel der Serie von Brugnello mit dem Horizont der hangenden Mergel über den Sandsteinen von Bobbio identisch sind. Daraus folgerte er, daß die Struktur von Bobbio einen isoklinal gefalteten Sattel bildet, dessen Kern die Sandsteine von Bobbio darstellen. Die Mergel von Brugnello, wie sie hier nach der besonders charakteristischen Ausbildung unterhalb der Ortschaft gleichen Namens genannt werden sollen, fallen jedoch nördlich des T.Curiasca di Rosso steil normal nach NE, südlich davon steil überkippt nach SW und können damit nicht das Hangende des Sandsteins sein. Der Stellung nach entsprechen sie der Pievepelago-Formation oder dem M.Modino-Sandstein (REUTTER 1966, HEYMANN 1967, RENTZ 1967) des Modeneser Apennins.

Die Serie von Brugnello stellt sich als eine sehr monotone Mergelfolge dar, die in den oberen Partien überwiegend aus einer Wechsellagerung von dünnplattigen, grauen, siltigen Mergeln und Siltsteinen besteht. Eine lockere und dünne, oft wellig verbogene Laminierung ist sehr häufig. Stetige Kornvergröberung und Turbiditzunahme leitet nach ca. 80 m zu den Sandsteinen

von Bobbio über. Bei zunehmendem Kalkgehalt in den stratigraphisch tieferen Bereichen erhalten die Pelite das Aussehen von gelbgrauem Lithographenkalk. Auf den Schichtflächen finden sich Chondriten- und Helminthoideenspuren, seltener Wurmfraßbauten und Pflanzenabdrücke. Unterflächenstrukturen waren bis auf slide casts nicht zu beobachten. Obgleich die überwiegende Zahl der Schlämmproben nur schlecht erhaltene Faunen enthielten, konnte eine zeitliche Einordnung vorgenommen werden. Entlang der S.S. 45 zwischen km 87 und km 86 wurden in mehreren Proben

Radiolarien, stabförmige Sandschaler, Ammodiscus sp., Lagenella sp., Nodosaria sp., Cibicides sp., Globigerina tripartita (KOCH), Gl. Linaperta (FINLAY), Gl. ampliapertura (BOLLI)

gefunden.

Eine bei der kleinen Kirche von Brugnello genommene Probe enthielt außerdem noch Globigerina venezuelana (HEDBERG).

Die in Dünnschliffpräparaten untersuchte Zusammensetzung der Siltbanke entspricht nach der Nomenklatur von PETTIJOHN (1957) lithischen Grauwacken.

Fauna: Globorotalien vom Eozäntyp, Echinodermenreste, Radiolarien
Mineralbestand: Muskowit, Biotit, Chlorit, Kalzit, Quarz, K-Feldspat, Mikroklin, Plagioklas
Gesteinsreste: Tonschiefer, Kalke, Quarzite, Serpentin, Diabas?
Grundmasse: Kalzitischer Zement
Korngröße: 0,05 mm - 0,3 mm
Gefüge: Keine Klassierung, keine Sortierung.

Die Serie von Brugnello dürfte damit in dem Zeitraum vom oberen Eozän bis zum unteren Oligozän sedimentiert worden sein.

Bedingt durch die Struktur von Bobbio sind die liegenden Mergel fast ausschließlich in überkippter Lagerung anzutreffen. Bemerkenswert ist aber, daß auch die im S, SW und W anschließende KTS meistens steil überkippt nach SW fällt. Bei genauerem Studium der Kontakte ergibt sich eine kontinuierliche Abfolge von der KTS in die Serie von Brugnello. Die Grenzverhältnisse sind allerdings teilweise durch tektonische Bewegungen überprägt worden. Klare Verhältnisse sind in der inversen Folge, nördlich des T. Carlone anzutreffen.

In die gelbgrauen Mergelbänke der Serie von Brugnello sind 2-15 cm dünne, laminierte Sandsteine eingeschaltet (bis zur 350 m Höhenlinie). Zum stratigraphisch Liegenden wird eine Zunahme der kompakten Mergel feststellbar, während sich die Sandkomponente auf ganz dünne Lagen beschränkt (bis zur 380 m Höhenlinie). Darauf tritt ein stärkerer Wechsel ein. In den immer noch hellen Mergeln und Kalkmergeln kommen vereinzelt grüne Kieselkalklagen, Tonschiefer und Kalkbänke vor. Danach stellen sich erneut einzelne, laminierte, graue Sandsteine ein. Zwischen diese 1,5 m mächtigen Psammite schieben sich mehrere Meter dicke, dunkelgrüne, tonige Mergel (bis zur 400 m Höhenlinie). Je weiter man zum normalen Liegenden wandert, desto dunklere Farben kommen in den Tonschiefern vor, um so ähnlicher wird die Fazies derjenigen der Kalk-Ton-Serie. Oberhalb der 480 m Höhenlinie sind die rostbraun verwitternden Sandsteine von hellen Kalken des Penice-Typs überschoben worden.

Nicht so gut ausgebildet ist der Fazieswechsel östlich Marsaglia. Auf der Kammlinie zwischen T.Cordarezza und R.delle Barche sind in Kalkmergeln der überkippten Serie von Brugnello dunkelgraue Laminite eingeschaltet. Wahrscheinlich sind es Sandsteine, die noch zur KTS zu rechnen sind. Wegen des starken Bewuchses ließ sich für den KTS-Mergel-Kontakt südlich des T.Cordarezza keine eindeutige Antwort finden. Es scheint sich aber um eine tektonische Grenze zu handeln.

Südlich Torre di Metteglia am R.Bastardino ist noch einmal KTS in gleicher stratigraphischer Position aufgeschlossen. Während im Bachbett eine stratigraphische Grenze vorliegt, ist sie im nördlich anschließenden Verlauf eindeutig tektonischer Art. Ganz offensichtlich hat eine Vermischung von autochthoner mit allochthon bewegter KTS (Liguriden I) stattgefunden. Die KTS zwischen T.Carlone und Marsaglia kann man aber als autochthon betrachten.

Schon von weitem ist die Winkeldiskordanz zwischen der Serie von Brugnello und der Serie von Metteglia unterhalb des M.Zuccaro zu erkennen. Den kaum gestörten, fast weißen Mergeln stehen die im Meterbereich gefalteten und zerscherten, dunkelbraunen Kalksandsteine und Tonschiefer gegenüber. Dieser Be-

wegungskontakt ist nach E bis zur Piano di Robecco verfolgbar. Nur liegen hier im allgemeinen statt der dunklen Sandsteine blaugraue Tonschiefer über den Mergeln.

Obgleich die Basis sowohl als auch das Hangende der Serie von Brugnello aufgeschlossen ist, kann die Mächtigkeit nicht exakt angegeben werden. Durch Aufschiebungen fand eine nicht unbeträchtliche Schichtverdickung statt, so daß die von MUTTI (1961) angegebene Zahl von 1100 m wahrscheinlich um 400 m zu hoch gegriffen ist.

III.2 Sandsteine von Bobbio (Cervarola-Sandstein)

Unter den älteren Arbeiten, die sich mit den "Macignosandsteinen" des Trebbia- und Avetotales befassen, sind vor allem diejenigen von TARAMELLI (1908), ROVERETO (1923), SACCO (1928-37) und LUDWIG (1929) zu nennen. Alle genannten Autoren fassen die Sandsteine von Bobbio zusammen mit dem Avetosandstein (KUBE 1965) als Schichtglied des toskanischen Sedimentationsraumes auf. Schon bevor MERLA (1952) für den toskanischen Hauptkamm-Macigno Oligozän nachweisen konnte, trat SACCO (1947) unter Hinweis auf Fossilfunde von BIANCONI (1867), DE STEFANI (1877) und TRABUCCO (1898) und aufgrund eigener Untersuchungen mehr und mehr für eine bis in das Oligozän reichende Sedimentation ein. Dennoch hielt sich die Einordnung der Sandsteine von Bobbio in das Eozän (BONI 1961, MUTTI 1961, TEN HAAF 1961, WEZEL 1961) ebenso hartnäckig wie der Gedanke einer überkippten Antiklinale für die Struktur von Bobbio. Erst durch genauere Untersuchungen und der Versuch einer Unterteilung der Flyschgesteine von Bobbio in verschiedene Lithotypen (LABESSO, 1963, MUTTI 1963) verschob sich die Alterseinstufung in immer höhere Tertiärbereiche, so daß zu Beginn der eigenen Untersuchungen für die hangenden Partien Aquitan als gesichert gelten konnte (BONI, BRAGA & MARCHETTI 1961, LABESSE 1963, MUTTI 1963-64, PANNELLA & PIZZOCCHERO 1962). Bisher wurden die Sandsteinvorkommen des Trebbia- bzw. des Avetotales mit dem tosکو-emilianischen Hauptkettenmacigno parallelisiert (LABESSE

1963), was nach eigenen Ergebnissen weder für den Avetosandstein noch für die Sandsteine von Bobbio gerechtfertigt erscheint. Andererseits existieren jedoch entscheidende Kriterien, die Sandsteine von Bobbio an den Cervarola-Sandstein des emilianischen Apennin anzuschließen.

Neben der Serie von Brugnello werden die Steilwände des Trebbiatales zwischen Marsaglia und Bobbio von Sandsteinen aufgebaut, die das Hauptelement des 900 m mächtigen Schichtpaketes bilden. Die braungrau verwitternden Sandsteine besitzen genügend diagnostische Kriterien, um als turbidity-current-Sedimente angesprochen zu werden, nämlich: graded bedding, exotische Gerölle, scharfe Unter-, unscharfe Oberflächen, feine Laminierung in siltigen und feinsandigen Bänken, Unterflächenstrukturen wie load, flute, slide casts u.a., Strömungsmarken mit großer Richtungskonstanz, Kontrast zwischen Straten und Interstraten, eingelagertes Interstratenmaterial. Die bei Bobbio aufgefundenen cm-dünnen lignitischen Lagen und die ausgeschlammten, nicht näher bestimmbaren Brackwasserostracoden können als eingeschwemmte Relikte des Schelfbereichs betrachtet werden.

Die Wechsellagerung der stellenweise graublauen Sandsteinbänke mit den tonig-mergeligen Interstraten ist großen Schwankungen unterworfen. Betrachtet man diese Erscheinung entlang der S.S. 45 zwischen S.Salvatore und Km 89 genauer, so erkennt man eine rhythmische Aufeinanderfolge von Sequenzen. Eine Sequenz dieser rhythmischen Serie besteht aus einer Bankfolge, in der von unten nach oben der Anteil des Sandsteins (Summe der Mächtigkeiten der Sandsteinbänke) zugunsten des Mergels (Summe der Mächtigkeiten der Mergelbänke) zurücktritt. Das Einsetzen einer neuen Sequenz macht sich durch eine sprunghafte Erhöhung des Sandsteinanteils bemerkbar. Der 20 - 60 m mächtige, untere Teil einer Sequenz besteht also aus mehreren Meter mächtigen Turbiditen, zwischen denen dünnere Mergelhorizonte vorkommen. Der andere Sequenzteil wird von durchschnittlich 30 m mächtigen, kompakten Mergeln der Normalsedimentation gebildet, in die dünne Turbidite eingeschaltet sind.

In der Darstellung des auf Seite 74 abgebildeten Rhythmogram-

mes wurden auf der Ordinate in gleichen Abständen die Rhythmen aufgetragen und auf der Abszisse die addierten Mächtigkeiten der Rhythmuselemente. Insgesamt wurden zwischen Km 90 und Km 89 der S.S. 45 bei 744 m Sediment 228 Bänke in den nach NE normal fallenden und bis zur Vertikalen aufgerichteten Schichten vermessen. Aus dem Rhythmogramm ist ersichtlich, wie der Sandgehalt in den Sequenzen über den Mergeln von Brugnello kontinuierlich zunimmt, um dann ein l. Maximum zu bilden. Die Sandsteinmächtigkeit nimmt zur folgenden Sequenz wieder ab. Dieser Vorgang wiederholt sich unter zunehmendem Sandsteinanteil bis zu einem klaren Maximum. Mit diesem Maximum fallen die mächtigsten, im Gelände beobachteten Sandsteinbänke (15 m) ebenso zusammen, wie die auch von italienischen Autoren beschriebenen exotischen Gerölle. Danach nimmt der Sandsteinanteil wieder ab, um in den Hangendmergeln ganz zu verschwinden. Die Hangendmergel der Sandsteine von Bobbio ähneln lithologisch denen der Serie von Brugnello und den Interstraten der Turbiditbänke. Daher ist es naheliegend, die mergelige Lithofazies als das nicht turbiditische Normal-sediment dieses oligo-miozänen Flyschtroges zu betrachten, ähnlich wie es GÜNTHER (1967) mit dem toskanischen Hauptkamm-Macigno tat.

Die sedimentologischen Untersuchungen von WEZEL (1960) ergaben aufgrund von Tonmineraluntersuchungen, daß im Flyschkomplex von Bobbio eine Mischung zwei verschiedener Sedimentationsrichtungen stattfand.

Interessant ist der ähnliche Quotient aus den addierten Mächtigkeiten der Straten zu den addierten Mächtigkeiten der Interstraten für den Cervarola-Sandstein und die Sandsteine von Bobbio. Das vom Autor bestimmte Verhältnis beträgt für die Sandsteine von Bobbio 0,08, der von HEYMANN im oberen Panarotal (Bologna/Modena) bestimmte Quotient im Cervarola-Sandstein 0,8 bis 1,2. Dagegen weist der Hauptkettenmacigno einen Wert von 6,7 (mündliche Mitteilung HEYMANN) auf.

Betrachtet man die Turbiditbänke genauer, so fallen sedimentologische Besonderheiten auf, die schon MUTTI (1960) bemerkte. Innerhalb der über 1 m dicken Straten können mehrere gradierte

Rhythmogramm des Sandsteins von Bobbio

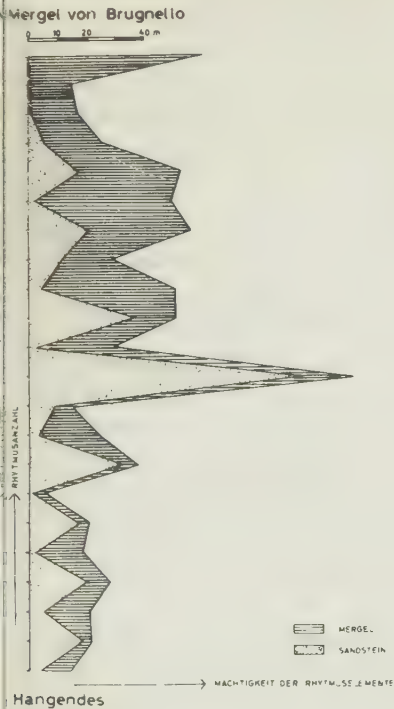


Abb. 11

Mächtigkeitsverteilung der Sandsteinstraten im Wahrscheinlichkeits - Netz

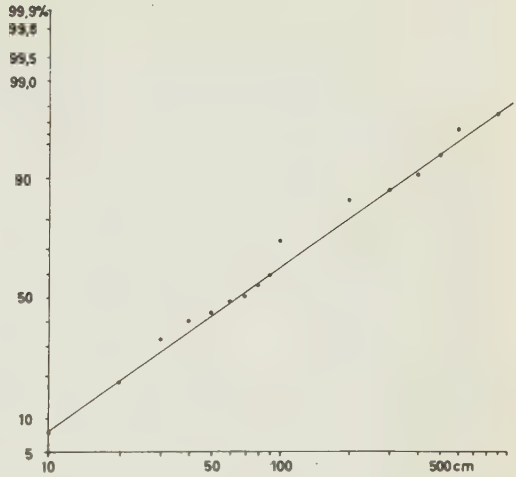


Abb. 12

Horizonte aufeinanderfolgen, mit jeweils psammitisch-psephitischen Basallagen und kaum vorhandener Gradierung in dem siltigen Zwischenmaterial. In den Bankfolgen, deren Dicke unter 1 m liegt, sucht man grobes Material vergebens. Es sind durchweg siltige oder siltig-tonige, häufig laminierte Bänke. Betrachtet man das Häufigkeitsdiagramm der Bankmächtigkeiten (Abb. 13), so bietet sich folgende Interpretation an: das erste Maximum der Sandsteinkurve zwischen 10- und 70 cm ist

vor allem durch die dünnen Turbiditeinschaltungen in den Mergeln bedingt. Der folgende Kurvenverlauf spiegelt hauptsächlich die Turbiditmächtigkeiten in den sandigen Folgen der Rhythmen wieder. Daß es sich trotz der unterschiedlichen Turbiditintensität innerhalb der Serie von Bobbio um eine logarithmische Normalverteilung der Mächtigkeit der gradierten Bänke handelt, zeigt das Diagramm der Abb. 12 im Wahrscheinlichkeitsnetz.

Aus der Tatsache, daß die Flyschsandsteine Einschaltungen in einer pelagischen Fazies darstellen taucht sofort die Frage nach der Herkunfts- und Transportrichtung auf. Betrachtet man zunächst das aus flute- und groove casts rekonstruierte Strömungsdiagramm (Abb. 14), so ergibt sich ein von NW nach SE (in einigen Fällen auch umgekehrt) gerichteter Strömungsverlauf, parallel der Trog-Längsachse. Damit ist aber nur eine Aussage über die im Flyschtrogt vorhandene Bewegungsrichtung gemacht. Ungeklärt bleibt die Frage, ob das Turbiditmaterial aus einem im NW gelegenen Schuttliefergebiet stammt, und parallel zur Beckenachse verfrachtet wurde, oder von einem an den Beckenflanken liegenden Gebiet gekommen ist.

Zur Bestimmung der petrographischen Zusammensetzung wurden bei Castello Magrini aus den obersten 60 m der Serie 2 Proben aus jedem Turbidit (Basal- und Hangendpartie) entnommen und zusammen mit anderen Proben im Dünnschliff der Quarz-, Feldspat- und Detritusanteil bestimmt. Pro Schliff sind mindestens 1100 Ereignisse mit dem point counter gezählt worden. Die gewonnenen Ergebnisse sind zusammen mit Resultaten aus dem Aveto-Sandstein in dem Dreistoffsystem Feldspat - Quarz - Detritus dargestellt (Abb. 15). Das Einteilungsprinzip wurde von RUCHIN (1958) übernommen. Es zeigt sich, daß in der Materialführung der genannten Komponenten keine Gesetzmäßigkeiten zu erkennen sind. Die Zusammensetzung der Sandsteine von Bobbio pendelt zwischen einem Feldspat-Grauwacken-Sandstein und einer quarz-Feldspat-Grauwacke (Abb. 16). Aus der Darstellung geht ebenso klar hervor, daß Aveto-Sandstein und Sandsteine von Bobbio nicht dem gleichen Sedimentbecken angehören können. Aus dem durchschnittlichen Quarz/Feldspatverhältnis der Sandsteinserie von Bobbio von 3,9 ergibt sich außerdem, daß sie nicht zu dem Macigno des

Häufigkeitsdiagramm der Bankmächtigkeiten im Sandstein von Bobbio

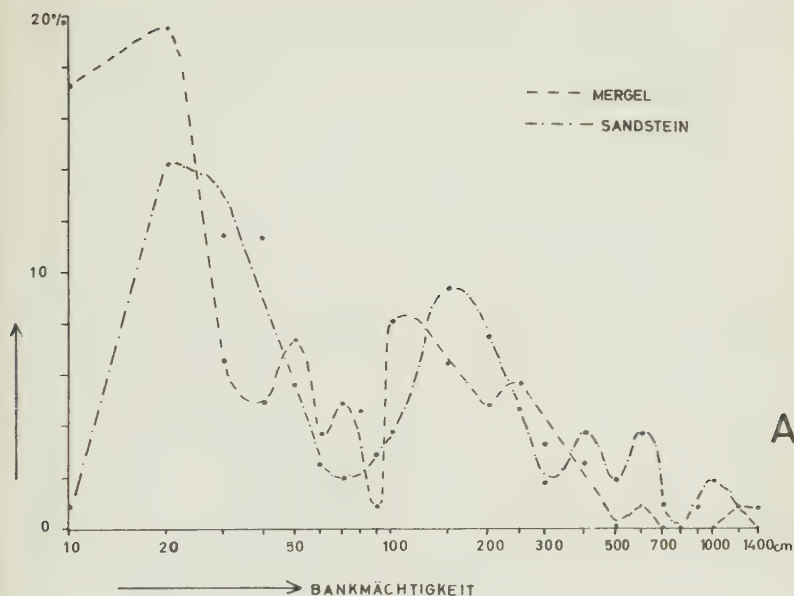
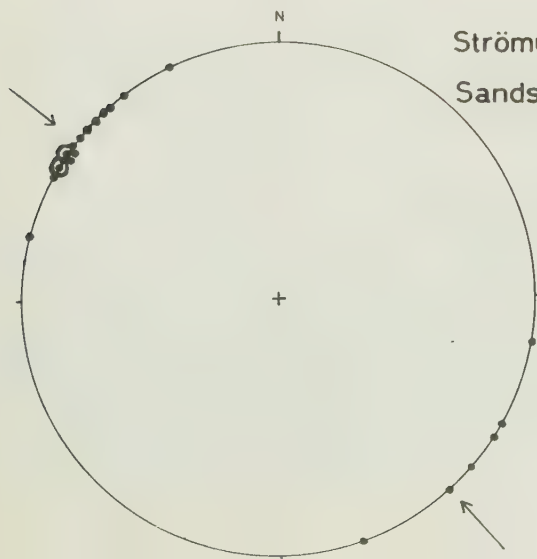


Abb.13



Strömungsrichtungen im
Sandstein von Bobbio
nach konstruktiver
Rückformung im
Schmidtschen Netz

23 MESSWERTE

Abb.14

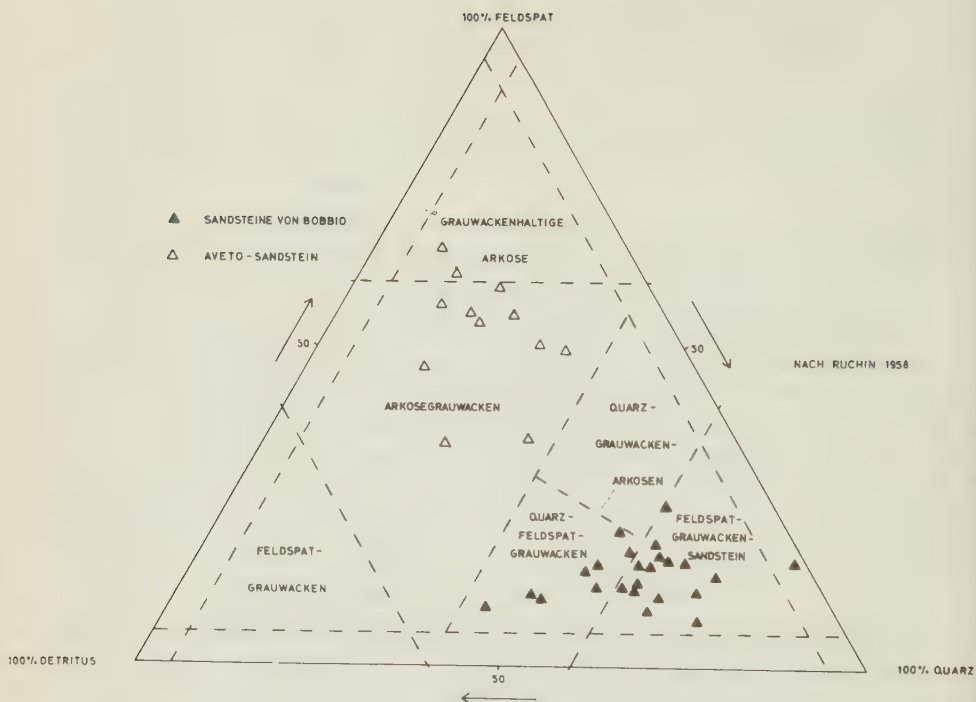


Abb. 15 Prozentuale Zusammensetzung des Aveto-Sandsteins (12 Schliff-Präparate) und der Sandsteine von Bobbio (24 Schliff-Präparate)

Apennin-Hauptkammes zu stellen ist, für den GAZZI (1965) einen Quotienten von 1,35 berechnete.

Da sich die stratigraphische Stellung der Sandsteine von Bobbio bisher nur auf Fossilfunde aus den liegenden und den hangenden Mergeln stützen konnte, ergaben sich durch Fehlbestimmungen große Unstimmigkeiten in der älteren Literatur, auf die schon zu Beginn dieses Kapitels hingewiesen wurde. Durch die Foraminiferenfaunen in der Serie von Brugnellio ist der Beginn der Grauwackensedimentation im U.Oligozän als gesichert anzusehen.

Aus der Sandsteinserie selbst konnte nur eine einzige bestimmbare, sehr kleinwüchsige Fauna mit

Globorotalia cf. obesa (BOLLI) (1. Exemplar), *Globorotalia cf. opima nana* (BOLLI) (2 Exemplare), *Globigerina venezuelana* (HEDBERG) und *Globorotalia tripartita* (KOCH) (Hauptzahl der Individuen)

gewonnen werden (südl. T. Curiasca). Für die Mergel im Dach der Sandsteine konnte von italienischer Seite Aquitane bestimmt werden. Wie im Kapitel III.3 gezeigt werden kann, reicht die Mergelsedimentation aber sicher bis in das Burdigal.

III.21 Konglomerate der Sandsteine von Bobbio

PETTIJOHN (1957) unterscheidet zwischen Konglomeraten, die im Brandungsbereich entstanden sind (Orthokonglomerate) und solchen, die auf "subaqueous turbidity flows" zurückzuführen sind (Parakonglomerate). Im vorliegenden Fall werden diese Bezeichnungen für die Konglomerate der Sandsteine von Bobbio abgelehnt, weil eine große Zumischung siltig-sandigen Materials stattgefunden hat. Daher wird dem von DOTT (1963) gebrauchten Ausdruck "mudflow" der Vorzug gegeben. Der mudflow wird als Vorstadium eines echten Schlammstromes angesehen, bei dem es zur vollkommenen Vermischung sämtlicher Bestandteile kam. Durch fehlende Turbulenz konnte sich keine Gradierung ausbilden. SAMES (1965) betrachtet die "konglomeratischen mudflows" als "'unreife" Vorstufe eines unter entsprechenden Umständen gradierten (Flysch-)Konglomerats".

Der konglomeratische mudflow bei Castello Magrini besitzt 10 m Mächtigkeit. Die größten Bestandteile (bis 15 cm) befinden sich hauptsächlich in den unteren Metern, zusammen mit glimmerreichem Sand-, Silt- und Tonmaterial vermengt. Bei Betrachtung der Gesamterscheinung ist also eine Gradierung durchaus zu erkennen. Dennoch existieren auch in den oberen Lagen Feinkiesfraktionen. Durch die beginnende Kornklassierung neben der völligen Durchmischung der Bestandteile kann auf die Anwesenheit von Turbulenzen geschlossen werden. Eingedenk dessen muß mit einer größeren Transportweite gerechnet werden, als es bei

reinen mudflows der Fall ist.

Der überwiegende Anteil der Gerölle besteht aus sehr gut gerundeten Metamorphiten und Magmatiten (Gneise 36,2%, Quarzporphyre und -porphyrite 10,8%, Quarzdiorite 2,7%) und Milchquarzen (16%). Der prozentuale Restbestand (34,3%) verteilt sich auf gut gerundete bis kantenrunde, dunkelgraue Kalksandsteine, grügelbe, z.T. silifizierte Kalke, deren Kalzitkristalle durch Sammelkristallisation gewachsen und miteinander verzahnt sind, hellgraue, detritische Kalke und dunkelgraue Mergelkalke. Wie ersichtlich, wird ein sehr großer Prozentsatz von Gesteinen gebildet, die primär im ligurischen und emilianischen Faziesbereich (REUTTER & SAMES 1964) nicht bekannt sind und Vergleichbares erst wieder im südalpinen Raum vorkommt. Trotzdem ist ein derart weiter, direkter Transport nicht notwendig - durch die beginnende Absenkung der Poebene vielleicht ganz unmöglich. Bemerkenswert ist in dieser Hinsicht das Auftreten der viel weicheren, z.T. schlechter gerundeten Sedimentgesteine, die bei gleichlangem Transport (bezogen auf das Südalpengebiet) wahrscheinlich nicht mehr nachweisbar wären. Bei der Betrachtung der sehr ähnlichen Geröllführung des Baganzakonglomerats im Ostiasandstein (SAMES 1965) wäre eine Umlagerung aus diesem gut denkbar, vor allem deswegen, weil die Kalke so einen viel kürzeren Transportweg gehabt hätten. Die Grauwackenkonglomerate würden dann von einem $\pm$ senkrecht zur Beckenachse liegenden Gebiet herkommen. Mechanisch würde man bei größerer Transportweite und damit verbundener stärkerer Turbulenz eine gradierte Turbiditbank mit dem größten Detritus an der Basis bekommen. Oder, wie es SAMES (1965) ausdrückte, ein "gradiertes Konglomerat".

III.22 Übergangsfazies

Auf die Tatsache, daß die Sandsteine von Bobbio im Hangenden in eine Mergelfazies übergehen, wurde in der Literatur zur genüge hingewiesen (BONI, BRAGA & MARCHETTI 1963, LABESSE 1963, MUTTI 1961, TEN HAAF 1961). Da es aber verschiedene, wechsel-

haft ausgebildete Übergangsbereiche gibt, sollen die drei möglichen Variationen näher beschrieben werden.

1. Verfolgt man die steil aufgerichteten Sandsteinbänke im S des Arbeitsgebietes von Km 89,5 des Trebbianiveaus bis zur 700 m-Höhenlinie, so fällt eine immer stärker werdende Vermergelung bei gleichzeitiger Mächtigkeitsabnahme der Turbidite in lateraler Richtung auf. Bei Begehung der Hochfläche zwischen Trebbia, T.Curiasca di Rosso und T.Curiasca di S.Michele sind nur noch selten größere Turbiditbänke anzutreffen. Das Hauptelement bilden wechselweise kalkige oder sandige, gelbe oder graue Mergel mit ebenso unterschiedlicher Stratifikation (wegen der noch auftretenden Turbidite in der geologischen Karte als Sandstein von eingetragen).

Da die Turbidite noch bis dicht unter die Hochfläche verfolgbar sind, kann es sich nur um ein rasches Auskeilen der Sandsteinbänke handeln. Bei der weiteren Verfolgung der Sandstein/Mergel-Grenze nach SE kommt es zu einer immer stärkeren Annäherung zwischen den aufgebogenen liegenden Mergeln von Brugnello und den Dachmergeln der Sandsteinserie, bei ständiger Reduzierung der Turbiditmächtigkeit. Südlich le Barche fallen die Sandsteinbänke steil überkippt nach SW. Am R. dei Frati schließlich sind die Hangendmergel lithologisch nicht mehr von den Basismergeln zu trennen. So findet ganz offensichtlich ein lateraler Übergang der Turbidite in die Mergel der Serie von Brugnello statt, so daß dort, wo die Turbidite fehlen, die beiden Mergelserien ineinander übergehen.

2. Weiter im Norden des Gebietes beginnen die Sandsteine von Bobbio - sie fallen normal 20° - 30° NE - zum Hangenden dünner zu werden, bei gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme der mergeligen Interstraten. Die kalkigen Mergel enthalten noch vereinzelt Turbiditbänke bis zu 30 cm Dicke, die aber zum Hangenden seltener und dünner werden. Dieser 30 - 50 m mächtige Übergangsbereich ist in ungestörter Lagerung oberhalb der S.S. 45 zwischen P.te S.Martino und S.Salvatore zu sehen. Oft ist diese dünnbänke Folge in 20 - 30 m breite, NE-vergente Falten gelegt, (westl. unterhalb der Straße nach Averal di und unterhalb von Peli), die zu den liegenden, kaum verbogenen, massiven Sand-

steinbänken diskordant erscheinen. Da die darauffolgenden blaugrauen, harten Kalkmergel in den Mulden mächtiger sind, spricht das für eine fortdauernde Sedimentation während der Faltung. Es handelt sich hier um Slumping-Erscheinungen ohne Auflösung des Schichtverbandes, d.h. um eine submarine Gleitfaltung infolge Schrägstellung des Meeresbodens. Ein weiteres Indiz für die langsame Verstellung des Meeresbodens während der Sedimentation ergibt sich bei der Beobachtung der eingeschalteten Siltbänke. In horizontaler Erstreckung sind sie, bedingt durch die Unebenheiten des Untergrundes, stärkeren Mächtigkeitsschwankungen unterworfen und keilen an Aufwölbungen des ehemaligen Meeresbodens aus. Analoge Beobachtungen liegen von REUTTER (1965) aus dem Monte-Modino-Sandstein und der Pievepelago-Formation vor.

3. Am M.Selva, bei Telecchio und bei C.se Scrocchi an der Straße nach Coli ist der Übergang von den Sandsteinen in die Mergel abrupt. Auf dickbankige Turbidite folgen sofort scherbige, gelbe Mergel. Auch östlich Castello Magrini fehlt der langsame Wechsel, doch zum Unterschied schaltet sich hier zwischen die ockergelben, bröckligen Mergel und die Flyschsandsteine ein massflow (siehe Kapitel III,2.1) ein.

III.3 Hangend-Mergel

Die Hangend-Mergel der Sandsteine von Bobbio ziehen nach SE weiter ins Nuretal, wo sie kleinere, tektonische Fenster innerhalb des Allochthon I (Liguriden I) bilden. Ähnliche Fälle, das Mergel unter allochthonen Einheiten auftauchen, sind im N-Apennin häufig zu beobachten. Da die unter den Mergeln liegenden Serien oft nicht aufgeschlossen sind, ergeben sich große Hindernisse bei der Parallelisierung, die für eine Rekonstruktion der Paläogeographie unbedingt notwendig ist. Denn bei diesen oligo-miozänen Sedimenten kann es sich um Bestandteile verschiedener Ablagerungsgebiete handeln. So könnte man sie einmal als die Dachmergel des Toskanischen Hauptketten-Macigno ("Mergel von Pontecchio" GÜNTHER 1967)

auffassen, zum anderen besteht die Möglichkeit, sie zu der mergeligen Basis der Emilianischen M.Cervarola-Einheit (Serie von Brugnello) zu rechnen.

Die wichtigsten in der Literatur gebräuchlichen Synonyme für die Hangend-Mergel von Bobbio sind "Tongesteins-Horizont" (LUDWIG 1929), "marne di Marra" (ZANZUCCHI 1963), "orizzonte dell' argilla" (BONI 1961), "argiles de Bobbio" (LABESSE 1963), "argilla" (MUTTI 1963,64), "marne di Centenaro" BRAGA 1965), "marne di S.Michele" (NARDI 1965), "Sestola-Vidiciatico-Mergel" (HEYMANN 1967, RENTZ 1967).

Auf eine mögliche Korrelation zwischen den Hangend-Mergeln und den Mergeln von Marra wies schon ZANZUCCHI (1963) hin. Außerlich sehen die Hangendmergel der Serie von Brugnello sehr ähnlich. Wie die letzteren sind es teils blaugraue, grobscherbige, kompakte Mergel (basale Lagen), die sich von einer ockergelben, feinsplittrig-bröckligen Ausbildung, die besonders im Hangenden anzutreffen ist, unterscheiden. Typisch ist die starke tektonische Zerrüttung und Zerschierung des Gesteins, die es oft griffelartig zerfallen läßt. Die Spalten und Risse sind sekundär durch Kalzit ausgefüllt, wodurch ein wirres Netz polygonaler Flächen entsteht. Dadurch wird das Erkennen der nur schlecht ausgebildeten Schichtung noch weiter erschwert. Bei genauer Beobachtung ist aber ein Wechsel siltigen Materials mit mehr tonig-kalkigem erkennbar. Zwischen einzelne Mergelpakete schalten sich dünne, 3-15 cm mächtige, siltige Bänke, die als lithische Grauwacken (PETTIJOHN) ansprechbar sind und mit den Mergeln durch kontinuierliche Übergänge verbunden sind. Bemerkenswert ist ein ziemlich hoher Anteil an Pyrit. In den obersten Teilen ist das Gestein oft von braunen oder braunschwarzen Eisen- und Manganhäutchen überzogen. Die im Einzugsgebiet der Trebbia gefundenen Foraminiferenfaunen weisen auf Aquitane (siehe auch Kapitel III,3).

In einer Probe östlich von Bobbio waren:

Lagena sp., Stilostomella sp., Bulimina sp., Cibicides sp., Pleurostomella bellardii, Gyrodinoides girardanus (REUSS), Globigerina tripartita (KOCH), Catapsydrax dissimilis CUSHMAN u. BERMUDEZ), Globigerinoides trilobus immaturus (LE ROY), Gl. trilobus trilobus (REUSS), Globorotalia mayeri (CUSHMAN u. ELLISOR), Gl. opima nana (BOLLI).

In einer anderen Probe (Bobbio) wurden außerdem noch der Sand-schaler

Psammosiphonella, *Rhabdammina* sp., *Haplophragmoides* sp.,
Vulvulina jarvisi (CUSHMAN), *Bolivina* cf. *tectiformis*
und *Stilostomella nuttali* (CUSHMAN u. JARV.)

gefunden. (Bestimmung Prof. F. BARBIERI, Parma)

Ein Vergleich mit der von BRAGA (1965) bei Centenaro im Nuretal gefundenen Assoziation zeigt eine große Übereinstimmung, obwohl dort *Globigerinoides* und *Globorotalia* fehlen, die "marne di Centenaro" also älter erscheinen. Da die Mergel von Centenaro in direkter Fortsetzung der Struktur von Bobbio liegen, könnte man sie mit der Serie von Brugnello gleichsetzen, wofür die Fossilien zu sprechen scheinen. Dennoch wird einer Äquivalenz mit den Hangendmergeln der Sandsteine von Bobbio der Vorzug gegeben, weil die scherbige Verwitterung diesen ähnlicher sieht und der Sandgehalt größer als in den Liegendmergeln erscheint.

Von den Hangendmergeln sind alle überlagernden Serien durch tektonische Kontakte getrennt. Wird die nächsthöhere tektonische Einheit durch die KTS gebildet, dann erkennt man im Kontaktbereich abgerissene, in KTS-Sedimente eingewickelte Mergelpakete. Umgekehrt haben dunkle Tonschiefer stellenweise die Mergelhorizonte aufgeblättert und sich dazwischengeschoben. Im NE des Gebietes wird die tektonische Auflage von Ophiolithen gebildet, (M.te S.Agostino, M.te Tre Abati), deren Basis in Form einer tektonischen Brekzie ausgebildet ist.

Aufgrund der starken Deformation läßt sich die Mächtigkeit der Hangendmergel mit 200 - 250 m nur ungefähr angeben.

III.3.1 Olisthostrome in den Hangend-Mergeln

Als Ausdruck einer verstärkten Bodenunruhe sind in den Hangend-Mergeln Olisthostrome eingeschaltet. Von allen Bearbeitern des Flyschkomplexes von Bobbio wurden diese Resedimentationserscheinungen entweder gar nicht oder nur sehr flüchtig behandelt. LABESSE (1963) erkennt das Auftreten von Olisthostromen

(KTS), auf die schon LUDWIG (1929) hinwies, ohne sie bei dem damaligen Wissensstand erklären zu können. Aus dem Modeneser Apennin dagegen wurden von HEYMANN (1967), RENTZ (1967) und REUTTER (1966) olisthostromatische Einschaltungen aus dem Cervarola-Komplex beschrieben.

Bedingt durch hervorragende Aufschlußverhältnisse in den Hangend-Mergeln konnten zwei verschiedene Typen von Olisthostromen beobachtet werden: KTS-Material und resedimentierte Mergel aus dem Liegenden.

Bei der Bearbeitung erwiesen sich die Farbkontraste der dunklen KTS-Tonschiefer zu den hellen Hangendmergeln als besonders günstig zur Auskartierung. Die größte Mächtigkeit eines solchen Olisthostroms wird westlich Coli mit über 60 m erreicht (Abb. 17). In den chaotischen, dunklen Tonschiefern liegen isoliert hauptsächlich hellgelbe, gut gerundete Kalkolistholithe. Verschiedenen Ortes wurden dunkelbraune Kalksandsteine, wie sie in der KTS häufig sind, angetroffen. Eine Stratifikation wurde nicht bemerkt.

Die Kontakte zu den unterlagernden Mergelbänken sind nicht scharf ausgebildet, da bei der Bewegung noch nicht verfestigtes Normalsediment aufgenommen und zusammen mit dem Fremdmaterial abgelagert wurden. Auch die Hangendkontakte sind gradueller Natur. Ob die Olisthostrome auch erosiv wirken konnten, war anhand der schlechten Horizontierung der Mergel und der späteren, überprägenden Tektonik nicht feststellbar. Bemerkenswert ist dabei, daß alle Vorkommen in gleicher stratigraphischer Position anzutreffen sind, nämlich im Basalteil der Hangendmergel.

Die Beantwortung der Herkunfts- und Altersfrage dieser Olisthostrome erscheint einfach. Wie bei den sedimentär eingeschalteten Schlammströmen in der Graumergel-Serie kann man als Entstehungsursache annehmen, daß sich von der annähernden KTS-Gleitdecke Teile ablösten und als Schlamm-Masse in das Sedimentationsbecken der Mergel vorauseilten. Daß es sich tatsächlich um KTS-Material handelt, wird - von lithologischen Kriterien abgesehen - auch durch die Altersbestimmung gestützt. Ein von Prof. H. HAGN bestimmter Schliff ergab mit

Miliolida sp., Alveolina sp., Nummulites sp., Diacocyclina sp., Acarenina sp., gut gekielte Truncorotalien des Lutet höheres Paläozän bis Mitteleozän.

Die Mergel-Olisthostrome liegen stratigraphisch meistens noch unter den Resedimenten der KTS (M.Tiolo - M.Selva, C.se Scrocchi), teilweise unmittelbar über den Turbiditen. Optisch sind sie durch die einförmige Materialführung und die geringen Unterschiede zum umgebenden Sediment schwer erkennbar. Überwiegende Bestandteile bilden dunkelgraue Kalkmergelschmitzen und helle, kantengerundete Kalkolistholithe (Abb. 18), die unklassiert und ungradiert in gelbgrauer Mergelmatrix eingebettet sind. Diese Grundmasse gleicht lithologisch den Hangendmergeln. Da die dunklen, cm-großen Kalkmergelschmitzen leichter als die umgebende Matrix verwittern, entsteht ein gesprenkeltes, locnriges Aufschlußbild. Die Kalkolistnolithe erreichen Größen von 1 m' und sind oft von dünnen Kalzittrinden umgeben. An den Olistholithlängsachsen wurde eine bevorzugte Anordnung in der 160°-Richtung beobachtet. Sand- oder Siltmaterial fehlt vollkommen. Die Mächtigkeit der Schlammströme bewegt sich in weiten Grenzen, von 15 cm bis zu 4 m. Natürlich kann über die Kontakte wenig ausgesagt werden, weil durch gleiche Materialführung der Hangendmergel eine Abgrenzung nach oben und unten sehr erschwert wird. Nach dem Geländebefund existieren keine scharfen Grenzen. Durch die lithologische Gleichartigkeit von Normal- und Resediment wird die Klärung der Olisthostromherkunft sehr erschwert. Es sind 2 Möglichkeiten denkbar:

1. resedimentierte Hangendmergel oder
2. umgelagertes, älteres Mergelmaterial, z.B. der Liegendserie von Brugnello.

Die Foraminiferenassoziation bringt eine eindeutige Antwort:

Vulvulina sp., Karreriella sp., Dentalina sp., Stilostomella sp., Uvigerina havanensis, Hopkinsina sp., Lagena sp., Eponides sp., Cibicides sp., Pleurostomella sp., Catapsydrax sp., Globigerina conglomerata (venezuelana) (HEDBERG), Gl. Tripartita (KOCH), Globigerinoides trilobus bisphericus (TODD), Gl. trilobus (REUSS).

(Bestimmung Prof. F. BARBIERI, Parma)

Da die Globigerinoides-Formen jünger (Aquitän-Burdigal) als

der schlecht erhaltene Rest der Fauna (Oligozän) sind, kann es sich bei der Grundmasse nur um resedimentierte, ältere Mergel handeln. Gleichzeitig wäre damit das Alter der normalsedimentierten Basis der Sandstein-Dachmergel als Aquitan festgelegt. Da auch die Proben aus stratigraphisch höheren Teilen der Hangend-Mergel ähnliche Resultate lieferten, schien Aquitanalter das Gegebene zu sein.

Bei Telecchio sind in einem solchen Mergelolisthostrom tonig-kalkige Olistholithe eingelagert. Aus diesen hell verwitternden Biomicriten beschreiben BONI & MARCNETTI (1963) Lamellibranchiatenreste, die sie als Lucinen ansprechen. Der Erhaltungszustand der vom Autor gefundenen Exemplare war derart schlecht, daß keine sichere Aussage zu machen ist. Es sind stark gewölbte, maximal 11 cm im Durchmesser betragende, heterodonte Formen, vom Aussehen von *Cyprina aff. rotundata*.

Die Dünnschliffbetrachtung des Materials erbrachte eine Novität: es wurden erstmalig Orbulinen im Bobbieser Apennin gefunden.

Ein Foraminiferen-Biomicrit (ABB. 19) ergab:

Fauna: *Orbulina universa* (D'ORBIGNY), *Orbulina cf. suturalis* (BRONNIMANN), *Globigerinoides cf. trilobus* (REUSS), Bivalvenreste

Aus den umgebenden Mergeln wurde folgende Fauna isoliert:

Nodosaria sp., *Lagena* sp., *Flabellina* sp., *Uvigerina cf. obesa* (CUSHMAN), *Uvigerina* sp., *Cibicides* sp., *Cyroidina girardana* (REUSS), *Globigerina ampliapertura ampliapertura* (BOLLI), *Globigerinoides trilobus bisphericus* (TODD), *G. trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens* (BLOW & BANNER), *Globorotalia mayeri* (CUSHMAN u. ELLISOR), *G. cf. opima nana* (BOLLI), Haifischzähnnchen.

Von dieser Fauna werden ca. 40% durch *Globigerinoides*-Formen gestellt. Nach CRESCENTI (1966) entsprechen zahlreiche *Globigerinoides*-gehäuse einer Burdigal-Thanatozoenose. Die Orbulinen in den Olistolithen zeigen eine Burdigal-Helvet-Sedimentation an. Da die Kalk-Olistholithe im Basalteil der Hangend-Mergel vorkommen, müssen die letzteren wenigstens teilweise ein gleiches Alter wie die umgelagerten Kalkblöcke besitzen. Es kann mit Sicherheit erst dann gesagt werden, daß die Dachmergel der Sandsteine von Bobbio bis in das Helvet hinaufreichen, wenn auch in Schlammproben der Hangend-Mergel Orbulinen nachgewiesen werden.

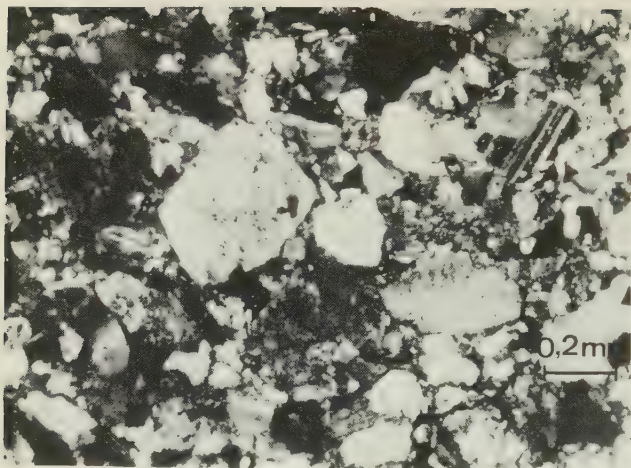


Abb. 16 Feldspat-Grauwacke des Sandsteins
von Bobbio (Dünnschliff, + Nicols)



Abb. 17 Olisthostrom der Kalk-Ton-Serie in
den Hangend-Mergeln westlich von Coli



Abb. 18 Mergel-Olisthostrom mit großen Kalk-Oolitholithen in den Hangend-Mergeln westlich von Averal di



Abb. 19 Biomicrit mit Orbulina universa (d'ORBIGNY) aus einem Olistholith der Hangend-Mergel südlich von Telecchio

IV. Posttektonische Bildungen

IV.1 Moränen und Gletscherseen

Die einzigen sicheren Zeugen einer Würmvereisung bilden einige hochgelegene Seen, die durch ihre landschaftlichen Reize ein beliebtes Ausflugsziel darstellen. Bei näherer Betrachtung des Lago Nero, Lago Bino und des fast verlandeten Lago Moo, stellt sich heraus, daß sie ausschließlich Höhenlagen zwischen 1300 und 1500 m einnehmen. Auch der Form nach sind gleiche Entstehungsbedingungen erkennbar. Gletscher, die von den Serpentinmassiven des M.Ragola und des M.Maggiorasca herabkamen, haben Hohlformen geschaffen, in denen sich das Wasser bei Schneeschmelzen sammeln konnte. Der natürliche Abfluß ist heute oft, wie am Nordende des Lago Moo sichtbar, durch Serpentinitschutt versperrt, doch war nicht feststellbar, ob es sich dabei um Gletscherendmoränen handelt. Da der Transport des Moränenmaterials nicht weit gewesen sein kann, außer Serpentin in dieser Höhenlage kein anderes Gestein ansteht, und gerundeter Serpentin durch Verwitterung sehr schnell wieder eckige Formen annimmt, kann nur selten mit Bestimmtheit eine Moräne erkannt werden. Eine sichere Moräne konnte nordöstlich Pescina erkannt werden, wo ein halbkreisförmiger, 15-20 m hoher Moränenwall mit gerundeten, nicht sortierten Serpentinbrocken in tonig-serpentinischem Material vorkommt.

IV.2 Flußterrassen

Auf großen Strecken haben sich die Flüsse und Bäche steil in die Flyschserien eingeschnitten, so daß keine Flußterrassen zur Ausbildung kamen. Eventuell vorhandene Terrassenbildungen an Talauen sind vielfach durch Bergschliffe oder durch menschliche Kultivierung des Bodens zerstört worden. Deshalb wurden im Arbeitsgebiet gerade dort Terrassenschotter gefunden, wo

relativ standfeste Gesteine breite Talsohlen bilden.

Beiderseits der Mündung des T. Carlone in die Trebbia wird anstehende Kalk-Ton-Serie von Flußschottern überlagert. Die allseits gerundeten, diskusförmigen Schotter bestehen im wesentlichen aus Penice-Kalk, Kalk-Ton-Serien-Kalken und -Sandsteinen, aus den Sandsteinen von Bobbio und sehr selten aus Serpentin. Sie sind durch ein kalkig-kieseliges Bindemittel miteinander verbacken. Die südlich der Mündung liegende Terrasse befindet sich heute 20 m über dem Flußniveau.

Weitere alte Flußterrassen wurden auf der Halbinsel gefunden, die von der großen Trebbiaschleife bei S. Salvatore gebildet wird. Obgleich durch landwirtschaftliche Nutzung eine starke Veränderung des Bodens stattfand, sind unterschiedliche Terrassen erkennbar. Die höhere (50 m über Flußniveau) und damit ältere Südterrasse besteht in der Hauptsache aus Radiolarit und grauen, harten Kalken vom Palombinotyp. Die nördlichere Niederterrasse wird vor allem durch Avetosandstein und mittelkörnige, graue Sandsteine aufgebaut. Der leicht zerlegbare Serpentin fehlt in beiden Terrassen fast vollständig. Daraus geht klar hervor, daß zur Bildungszeit der älteren Schotter vorwiegend die höchsten tektonischen Einheiten abgetragen wurden, in der jüngeren Terrasse daher fehlen müssen. Danach ergriff die Denudation auch die tieferen tektonischen Stockwerke, was durch das Material der jungen Schotter belegt wird. Im Fluß- oder Bachbett selbst liegen dann die jüngsten Schotterwälle. In den wasserreichen Jahreszeiten werden sie oft von Wasser bedeckt, während sie im Sommer trockenfallen. Diese Bildungen gehören eigentlich schon zu den rezenten Flußschottern, obgleich sie manchmal 3 m über dem Pegel zu finden sind.

IV.5 Bergschlipfe ("Frane")

Da große Teile der Flyschsedimente sehr tonreich sind, haben sie das Bestreben, talwärts zu wandern. Die Beweglichkeit des Flysches ist besonders nach starken Regenfällen und bei der

Schneeschnelze zu beobachten. Manchmal gleiten ganze Berghänge abwärts, so daß häufig Straßen durch die sogenannte Frana-bildung unpassierbar werden. Im Kartierungsgebiet ist die über 1 km lange Frana nordöstlich von Ferriere nennenswert, die sich aus Mergeln des Orocco-Caio-Alberese gebildet hat. Da der Untergrund z.T. aus starren Kalkbänken besteht, bewegt sie sich nur sehr langsam nach Süden. Das ist auch der Grund für die geringen Schäden an den Häusern, die zu den Gehöften von Toazzo gehören.

IV.4 Hangschuttbrekzie

Durch die starke Heraushebung des Gebirges konnten sich in Verbindung mit der Erosion Hangschuttbrekzien herausbilden. Im Südosten von Bobbio, an der "Sorgente Sulfurea", treten inmitten von KTS-Gesteinen Ophiolithbrekzien auf. Die kaum verfestigten Gesteinsmassen bestehen überwiegend aus Serpentinbrocken. Seltener kommen auch helle Kalke und detritische, dunkle Sandkalke vor. Da keinerlei Schichtung ausgebildet ist, dürfte es sich um eine rezente Bildung handeln (nach MIGLIORINI 1945 sind nicht rezente Hangschuttbrekzien geschichtet). Bei einer weiteren Verfolgung nach Osten bemerkt man auf Geländestufen weitere Serpentinbrekzien in der KTS, die sich bis zu dem Ophiolithmassiv des M.Tre Abati verfolgen lassen. Der Serpentinitschutt gleitet offensichtlich auf dem "Rücken" der KTS zu Tal.

Ein schönes Beispiel für die rückschreitende Erosion ist in den Handmergeln nördlich Pogia Castellani am Pkt 946 m gegeben. Hier findet sich in der badlandartigen Landschaft, völlig isoliert, 150 m über dem Talgrund, Ophiolithschutt, der von dem Liefergebiet des M.te S.Agostino abgeschnitten wurde.

D. TEKTONISCHER TEIL

I. Einführung

Die im stratigraphischen Teil vorgenommene Beschreibung erfolgte gemäß der gefundenen paläontologischen Ergebnisse in chronologischer Folge. Aus den geschilderten tektonischen Kontakten ging schon hervor, daß die Sedimentserien des Arbeitsgebietes die folgenden sechs tektonischen Einheiten bilden, die als Gleitdecken übereinander liegen:

1. Das Autochthon als tiefstem tektonischen Komplex, der aus den Mergeln von Brugnello (mit autochthonen Kalk-Ton-Serie-Anteilen), den Sandsteinen von Bobbio und den Hangend-Mergeln besteht (O.Eozän - Burdigal).
2. Das Parautochthon des Avetotales mit der Graumergel-Serie und dem Aveto-Sandstein (Eozän - Oligozän).
3. Die allochthone Gleitmasse der Liguriden I zu der die Kalk-Ton-Serie mit ihren Einschaltungen, die Serie von Metteglia (Ponte Bratica-Sandstein) und der Penice-Kalk zu rechnen sind (Paläozän - Eozän).
4. Die Liguriden II, die aus dem Orocco-Caio-Alberese und dem Ostia-Sandstein mit Einschaltungen der Buntschiefer-Serie aufgebaut werden (Oberkreide).
5. Die Liguriden III mit den Argille scagliose und ihren Einschaltungen und den Magmatiten (O.Jura - U.Kreide).
6. Die Unterabteilung der Liguriden III zu der die Brekzien-Serie mit möglichen Alberese-Anteilen gehört (Oberkreide).

II. Das Autochthon

An den Anfang der tektonischen Betrachtung muß der Komplex von Bobbio gestellt werden, da er als tiefste und zugleich jüngste tektonische Einheit den Ausgangspunkt der weiteren Überlegungen darstellt. Die als Autochthon zu betrachtenden Serien des Komplexes von Bobbio bilden entlang des F.Trebbia zwischen Bobbio und Marsaglia ein 24 km^2 großes, tektonisches

Fenster. Besondere Bedeutung kommt hierbei der Struktur am S-Rand dieses Fensters von Bobbio zu, die von den bisherigen Bearbeitern verschieden gedeutet wurde.

Zunächst wird eine geologische Bestandsaufnahme vorgenommen, an die sich die verschiedenen Interpretationen der Struktur von Bobbio anschließen. Zum Schluß soll die eigene Anschauung wiedergegeben werden.

Geologische Tatbestände: Die 110° - 140° streichenden Bänke der Sandsteine von Bobbio fallen im S-Teil des Fensters (südl. le Brache) steil überkippt nach SW. Senkrecht zum Streichen, nach Nordosten, nehmen die Fallwerte bis zur Senkrechten zu, um danach gegensätzlich nach NE normal einzuschieben. Entlang des nördlichen Randes des Fensters - zwischen R. Curiasca, Castello Magrini und T. Curiasca - sind nur Werte zwischen 10° N und 30° NE anzutreffen. Im Hangenden liegen über den Flyschsandsteinen mit Normalkontakten die Mergel des Aquitan-Burdigal. Unter den Sandsteinen folgen mit stratigraphischem Übergang die Mergel von Brugnetto (O.Eozän - U.Oligozän). In lateraler Richtung nehmen die Bankmächtigkeiten der Turbidite kontinuierlich ab, so daß die Sandsteinbänke schließlich auskeilen und durch eine Mergelsedimentation ersetzt werden. Daher kommt es im äußersten Südosten des Fensters von Bobbio zu einer Vermischung der Hangend-Mergel mit den Mergeln von Brugnetto.

Frühere Deutungen der Struktur von Bobbio (Abb. 20):

Von ANELLI (1938) wurde für diese Struktur eine überkippte, nach NE weisende, Falte angenommen, die der Stirnfalte des Toskanischen Hauptketten-Macigno entsprechen sollte. Andere Geologen, besonders BONI (1961-62), dachten an eine isoklinale Faltenbildung und sprachen von einer "conformazione anti-klinaloide" mit einem NW-SE verlaufenden Achsenstreichen. Bei diesen Interpretationen sind von den angeführten Autoren zwei Dinge übersehen worden: Erstens die fehlenden überkippten Grawackenbänke im "Faltenkern" und zweitens der zeitliche Unterschied zwischen den Hangend-Mergeln und den Mergeln von Brugnetto. TEN HAAF (1961) kommt bei seinen Untersuchungen im Trebbiatal zu einer dritten Möglichkeit. Er rechnet mit einer grobartigen, NE gerichteten Faltenflexur mit reduziertem Mittelschenkel. Vor der Platznahme höherer, tektonischer Einheiten (Ophiolithinformation) soll ein Teil der Antiklinale einer

Abtragung zum Opfer gefallen sein, die mehr tektonischer als erosiver Art gewesen wäre. Die nachfolgende Gleitmasse der Ophiolithformation hätte dann den südwestlichen Faltenschenkel überdeckt.

Gegen diese Ansicht sprechen die schon genannten sedimentologischen Befunde.

Im Vorangegangenen sollte bewiesen werden, daß es sich bei der Struktur von Bobbio nicht um eine Falte handeln kann. Aus der Summe der Beobachtungen geht hervor, daß die NW-SE streichende Struktur von Bobbio aus der aufgebogenen SW-Seite des Sandsteintroges gebildet wird (Abb. 20, Profile 2 - 5). Das bedeutet aber, daß sich die Emilianische Cervarola-Einheit (Sandsteine von Bobbio) nicht nach SW fortsetzen kann, sondern daß der ursprüngliche Beckenrand der Sandsteinsedimentation schon primär in diesem Gebiet gelegen hat.

Die große Schwierigkeit bei der Klärung der Struktur von Bobbio ergibt sich aus der Verknüpfung von Sedimentation und Tektonik. Wie aus den submarinen Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen in den oligo-miozänen Flyschserien von Bobbio abzulesen ist, setzten die tektonischen Bewegungen am südwestlichen Trogende schon zu Beginn der Grauwackensedimentation ein (Kapitel III, 22). Während auf einer südwestlichen Schwel lenzone Mergel sedimentiert wurden, kam es in dem nordöstlich davon einsinkenden Becken zur Ablagerung der Sandsteine von Bobbio. Da die Schwelle bei ihrer Aufwölbung ständig in Beckenrichtung wanderte, überschob sie schließlich das Trogende der Sandsteinfoolge, das dabei aufgebogen und überkippt wurde. Durch die kontinuierliche Verschiebung der Schwelle nach NE erreichte auch die Mergelsedimentation immer nördlicher gelegene Gebiete, so daß ältere und jüngere Mergel nebeneinander liegen. Bei diesen Bewegungen kam es zusätzlich zu Umlagerungsvorgängen wie aus der Anwesenheit alter Faunen neben jüngeren abzulesen ist. Die Kartierungsschwierigkeiten der oligo-miozänen Mergel zwischen Trebbia- und Nuretal beruhen zum größten Teil auf dieser Kombination von Sedimentation und Resedimentation bei gleichzeitiger tektonischer Bewegung. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß die gleiche Er-

M. ANELLI 1938

→ NE



nach Beschreibung von TEN HAAF 1961 gezeichnet



1. Vor der Platznahme
der Ophiolithformation



2. Nach der Platznahme
der Ophiolithformation

nach Beschreibung von A. BONI 1961 gezeichnet



H.-U. SCHLÜTER 1968



Höhere Tekt. Einheiten



Mesozoische Kalke



Hangend - Mergel



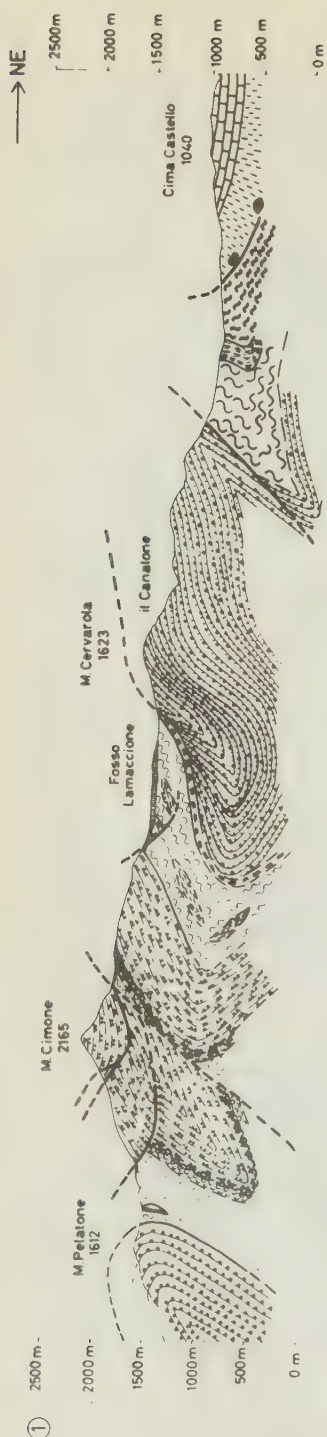
Sandsteine von Bobbio



Liegend - Mergel

scheinung an der Typlokalität des Cervarola-Sandsteins zu beobachten ist (REUTTER & SCHLÜTER 1968). Aus Abb. 21 wird die Übereinstimmung der Struktur von Bobbio mit den tektonischen und stratigraphischen Verhältnissen am M.Cervarola deutlich. Auch aus dem Gebiet des Dolotales bei Civago (Provinz Reggio Emilia) wird von RENTZ (1967) ein lateraler Fazieswechsel im Cervarola-Sandstein beschrieben, nur mit dem Unterschied, daß an dieser Stelle keine Aufrichtung der auskeilenden Grauwacken-Bänke zu verzeichnen ist. Von dieser synsedimentär angelegten Aufbiegung wird der gesamte Süd- und Südwest-Teil des autochthonen Komplexes von Bobbio beherrscht (Blockbild, Abb. 22). Mit saiger stehenden Bänken erreicht die Struktur zwischen i Ronchi und C.Gordasche (westlich bzw. östlich der Trebbia) ihren Kulminationspunkt. Da am SE-Rand des Fensters die Achse der Struktur von Bobbio in zunehmendem Maße nach SE abtaucht und weil dieser Teil stärker überschoben wurde, ist die Struktur hier wesentlich flacher. Deshalb taucht sie am R.dei Frati mit 10-20 Grad unter die allochthone Kalk-Ton-Serie ab. Unmittelbar vor der Überdeckung durch die Liguriden I kommt es zu der mehrfach erwähnten Vermischung von Hangend- und Liegend-Mergeln.

Während die Fallwerte der am Strukturaufbau beteiligten Bänke auch im Nordwesten verhältnismäßig konstant zwischen 40° und 60° SW liegen, biegt der Komplex von Bobbio im Streichen von 120° im Südosten bis auf 160° im Nordwesten um. Da die Strukturachse gleichzeitig nach NNW abtaucht, bekommt die Struktur auch in diesem Abschnitt eine immer flachere Form, so daß sie zwischen C.Riva-Moglia und C.Piane-C.Serpiano Uccelli von höheren tektonischen Einheiten überschoben wurde (Profil 1). Die unter den Mergeln von Brugnello auftauchende autochthone KTS hat die gleichmäßige Verbiegung zur Struktur von Bobbio mitgemacht. Dadurch kam es nicht zu der starken Tektonisierung, wie sie für die allochthonen Kalk-Ton-Gesteine typisch ist. Die wenigen NW-SE streichenden Störungen im Süd-Teil des Fensters von Bobbio sind besonders in den Mergeln von Brugnello ausgebildet. Es sind wahrscheinlich nach Nordosten gerichtete Aufschiebungen. Über die Aufschiebungsweite kann keine Angabe gemacht werden, da die Leithorizonte generell fehlen. Senk-



PROFILO 1

Serie toscana

Macigno

Unità di M. Modino -
M. Cervarola

Olistostroma
superiore

Marne di Suviana

Olistostromi della Serie
di Sestola - Vadicatico

PROFILO 2

Autoctono

Marne superiore

Arenaria di Bobbio
(Arenaria di M. Modino -
M. Cervarola)

Serie di Brugnello

Argille e Calcarei

Olistostromi delle
Argille e Calcarei

Complesso di base
di M. Modino

Unità alloctona
del M. Cantiere

Aberose di M. Cantiere

Complesso di base del
M. Cantiere (scisti varico-
lori, ofioliti)

Deritti di falda

Arenaria di M. Cervarola

Marne e Olistostromi
della Formazione di
Pievepelago

Arenaria di M. Modino

Marne di Marmoreto

Scisti rossi di Fiumalbo

Liguridi I
Argille e Calcarei

Liguridi I
Argille a
palombini

Brecce ofiolitiche

Serpentinite

Liguridi I
Aberose di
M. Pente

Liguridi I
Arenaria di Onite

Abb. 21

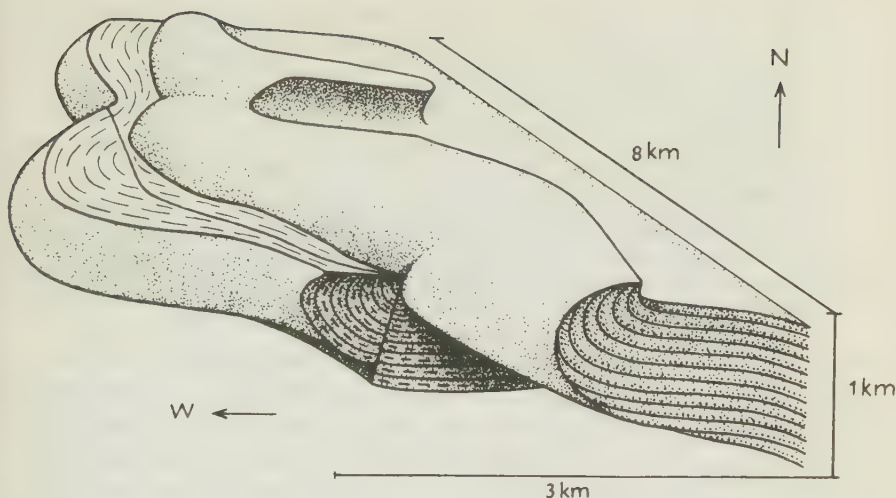


Abb. 22 Blockbild der Struktur von Bobbio

recht zu diesem System sind SW-NE-gerichtete Störungen anzutreffen, die in der Kompressionsrichtung liegen und als ac-Flächen mit Verschiebungsweiten von 50 - 100 m gedeutet werden.

Nach der statistischen Auswertung von 45 Kluftmessungen in den Sandsteinen von Bobbio, ergab sich im Diagramm IV (tektonische Karte) ein klares Maximum für die ac-Richtung. Die Nord-Süd verlaufenden Trennflächen mit dem Polpunktmaximum im Osten können ebenfalls als ac-Klüfte angesprochen werden.

In den Sandsteinen von Bobbio ist gelegentlich im Bereich des aufgebogenen Endes des Sandstein-Troges eine Spezialfaltung ausgebildet. Die Achsenelemente sind immer parallel zum Rand der Struktur von Bobbio orientiert. Es unterliegt keinem Zweifel, daß beide Deformationserscheinungen in genetischem Zusammenhang stehen.

Dazu gehört einmal die südwestlich von le Costiere ausgebildete Spezialfaltung (Diagramm V, Profil 4). Für die NE-vergente Antiklinale wurde aus 28 Schichtflächen-Messungen ein $B_{ss} = 140^{\circ}/10^{\circ}$ NW ermittelt. Die südlich anschließende Synklinale ist zum größten Teil der Erosion zum Opfer gefallen, während die nordöstlich folgende, eng gespannte, isoklinale Mulde im Gelände zu beobachten

ist.

Zum anderen wurde südwestlich von Roveri eine vergente Falte mit überkippter SW-Flanke und nach SE abtauchender Achse beobachtet (Diagramm VII der tektonischen Karte). Für die Konstruktion des $\beta_{ss} = 126^{\circ}/24^{\circ}$ SE standen nur 16 β_{ss} -meßwerte zur Verfügung. Das gemessene β beträgt $125^{\circ}/20^{\circ}$ SE. Die statistische Auswertung der 45 Kluftmessungen ergab zwei klare Maxima, die der Falte zugeordnet werden können. Das scharf ausgeprägte Maximum der Kluftflächen-Pole im SE-Sektor befindet sich in der Nähe des β_{ss} -Poles. Diese NE-SW-streichenden, steil stehenden Klüfte stellen die bei der Faltenbildung entstandenen ac-Flächen (Querklüfte) dar. Die im SW-Sektor auftretende Scharung der Polpunkte steht senkrecht auf den ac-Flächen. Vermutlich sind es parallel zu β_{ss} verlaufende bc-Flächen (Längsklüfte).

Im Norden der beschriebenen Struktur von Bobbio schließt sich im autochthonen Komplex ein weiterer, großangelegter Faltenbau an. Genau wie in der Struktur von Bobbio im Süden, bilden die Sandsteine von Bobbio eine nach Süden vergente, liegende Antiklinale, deren Hangendflügel fehlt. In diesem tektonischen Element, das sich vom T.Curiasca bogenförmig bis fast zum T.Carlone erstreckt, ist deutlich zu sehen, wie die aufgebogenen und überkippenden Turbiditbänke auskeilen und von der Sedimentation der Hangend-Mergel abgelöst werden. Der Unterschied zur Struktur von Bobbio besteht darin, daß der überkippte Sandsteinflügel viel weiter nach NE verfolgt werden kann (Abb. 24).

Aus insgesamt 36 Schichtflächenpolen ergab sich in Diagramm II der tektonischen Karte für die liegende Falte die Achse $\beta_{ss} = 125^{\circ}/10^{\circ}$ NW. Von den dargestellten β_{ss} -Flächenpol-Maxima repräsentiert dasjenige des NE-Quadranten die Werte des überkippten Flügels. Bei der statistischen Auswertung der 59 Klüfte zeigten sich 4 Maxima. Die Häufung der Kluftflächen-Pole im SE- beziehungsweise NW-Sektor liegt beim π -Pol ($=\beta_{ss}$), wodurch die Klüfte als ac-Flächen gekennzeichnet sind. In der Polpunkt-Scharung im SW-Sektor kommt die senkrecht auf der ac-Richtung stehende bc-Klüftung zum Ausdruck. Interessant sind die beiden schwächeren Polpunkt-Maxima des NW-Quadranten (beziehungsweise das kleinere Maximum im SE) und des NE-Sektors. Da die Klüfte einen Winkel von 45° zum Pol der β_{ss} -Achse bilden, sich die dazugehörenden Großkreise also im β_{ss} -Maximum des Normalflügels schneiden, werden sie als Scherklüfte (hk0) gedeutet.

Entlang des T.Curiasca verläuft eine nach Süden gerichtete Aufschubung, an der sich der Inversflügel der liegenden Falte verliert, so daß nur noch normal nach NE fallende Sandstein-Bänke auftreten. An dieser über 3 km zu verfolgenden Störung

wurde das nördliche Autochthon auf die südliche Struktur von Bobbio aufgeschoben.

Betrachtet man das Kluftdiagramm III der tektonischen Karte, so können die zwei Maxima der 56 Meßwerte verschieden gedeutet werden. Es können hk0-Scherflächen sein, die mit der Aufschiebung angelegt wurden, oder sie sind zum Deformationsplan der liegenden Pseudofalte zu rechnen, von der bei Castello-Magrini allerdings nichts mehr zu erkennen ist. In diesem Fall würde das NW-(SE-)Polpunkt-Maximum der ac-Richtung und die Häufung der Kluftflächen-Pole im NE-Sektor der bc-Richtung entsprechen. Es kann sich auch um eine Kombination beider Möglichkeiten handeln. Weil bei allen Kluftmessungen im Autochthon die SW-NE streichenden Klüfte bevorzugt erscheinen, sie also in der Kompressionsrichtung liegen, werden ac-Flächen angenommen. Auch die 33 Klüfte des Diagramms I der tektonischen Karte zeigen diese Tendenz.

Im Norden des Fensters von Bobbio verschwindet das Autochthon entlang der Linie Coli - Bobbio mit Fallwerten zwischen 10 und 20 Grad unter allochthonen Liguriden I. Die hangenden Mergel über den Sandsteinen von Bobbio weisen eine so komplexe Spezialtektonik auf, die außerdem durch Hangrutschungen gestört ist, daß eine Klärung den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würde.

III. Das Parautochthon

Der Avetokomplex baut das gesamte Avetotal und einen Teil des oberen Nuretales auf. Während der apenninen Tektogenese wurde der südlichere Aveto-Komplex nach Norden und Nordosten bewegt, so daß ihm in Bezug auf das relative Autochthon von Bobbio eine parautochthone Stellung zukommt. Bei einer vergleichenden Betrachtung zwischen dem Emilianischen Cervarola-Sandstein (Sandsteine von Bobbio) und dem typisch ligurischen Aveto-Sandstein wird das durch die stratigraphischen Unterschiede besonders deutlich. Wesentlich unsicherer ist dagegen die Stellung der Graumergel-Serie. Die lithologische, fazielle, sowie altersmäßige Übereinstimmung zwischen der Serie von Brugnello und der GMS läßt an ein einheitliches Sedimentationsbecken während des O.Eozän - Oligozän denken. Berücksichtigt man aber, daß einerseits die Serie von

Brugnello mit den Sandsteinen von Bobbio (Cervarola-Sandstein) und andererseits die GMS mit dem Aveto-Sandstein stratigraphisch verbunden ist, dann müssen beide Flyschkomplexe durch eine NW-SE streichende Schwelle getrennt gewesen sein. Ein Beweis für die Existenz einer apenninisch streichenden Schwelle in diesem Gebiet ist in der Struktur von Bobbio zu sehen. Gleiche Sedimentations-Bedingungen nördlich und südlich des Schwellenbereiches verursachten die große lithofazielle Ähnlichkeit zwischen der GMS und der Serie von Brugnello. Während die Sedimentation im SW durch das langsame Vorrücken der höheren Decken im Oligozän aussetzte, wurden im Nordosten die Sandsteine von Bobbio und später die Hangend-Mergel abgelagert.

Die unterschiedliche tektonische Lage der beiden Flyschgruppen wird südlich von Marsaglia deutlich. Hier sind mehrere N-vergente Aufschiebungen (z.T. auch Überschiebungen) entwickelt, durch die der Aveto-Komplex auf das Autochthon von Bobbio bewegt wurde. Daß eine Trennung gerechtfertigt ist, kommt auch im Kluftdiagramm VI der tektonischen Karte zum Ausdruck. Da die Messungen im Aveto-Sandstein aus dem Bereich der Aufschiebung südwestlich von Casaldрино stammen, ist eine Übereinstimmung mit den Diagrammen des Autochthons nicht zu erwarten.

Die unscharfen Polpunkt-Maxima der 71 vermessenen Klüfte repräsentieren wahrscheinlich verschiedene Scherflächensysteme zu der $100^{\circ}/60^{\circ}$ S verlaufenden Aufschiebung. Die Deformationsachse $B = 90^{\circ}/15^{\circ}$ W wurde aus den Koordinaten der Aufschiebungsflächen und aus dem ss-Flächenpolmaximum ermittelt. Da die Aufschiebungsebene senkrecht zur Kompressionsrichtung und fast parallel zur b-Achse liegt, dürfte es sich um eine h01-Fläche handeln. Die Scharung der Kluftpole im SE-SW-Quadranten würde dann überwiegend durch hk0-Flächen bedingt sein.

Besonders interessant ist die Kontaktzone bei Confiente. Hier wurde parautochthone Aveto-Formation auf Penice-Kalk und KTS geschoben. Als Erklärung können zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden:

1. Vorläufer der Liguriden I gelangten zwischen das sich aufbiegende Autochthon und das nachfolgende Parautochthon, das dann auf die KTS und den Penice-Kalk überschoben wurde.
2. Der Penice-Kalk und die KTS können zu der Struktur von Bobbio gehören und relativ autochthon sein; darauf wurde

dann die parautochthone Folge des Avetotales bewegt. Die Kontakte zur Serie von Brugnello wären dann tektonisch überprägt.

Daß die GMS nicht das stratigraphisch Hangende des Aveto-Sandsteins bildet, sondern ihn lateral vertreten kann, wurde schon von W. KUBE (1965) beschrieben. Die eigenen Beobachtungen sprechen für die Richtigkeit dieser Anschauung, doch erscheint es notwendig, diese Auffassung etwas zu korrigieren. Der Aveto-Sandstein (Petrignacola-Sandstein) wurde im SW, möglicherweise über KTS-Gesteinen, abgelagert, in Gebieten also, wo die nordöstlichere Mergelfazies, mit der er sich verzahnt, nicht mehr vorhanden ist. Ein Indiz für den genetischen Zusammenhang zwischen der liegenden KTS und dem Aveto-Sandstein ist in dem Normalkontakt zwischen beiden Flyschfolgen bei Traschio im oberen Trebbiatal zu sehen. Außerdem spricht die stete Vergesellschaftung von Einschaltungen des Petrignacola-Sandstein-Typs in KTS-Sedimenten dafür.

Der Aveto-Sandstein wurde bei der apenninen Tektogenese nach NE bewegt und in dachziegelartig übereinandergelagerte Schuppen zerlegt. W. KUBE (1965) unterscheidet fünf verschiedene Sandstein-Einheiten und nimmt beim untersten Sandstein-Paket stratigraphische Kontakte zur liegenden GMS an, die er als autochthon ansieht. Die Bewegungen verfrachteten die Sandsteinfolge also in Gebiete, in denen primär keine klastischen Sedimente vorhanden waren. Dadurch wird heute der rasche Wechsel zwischen Sandstein- und Mergelfazies vom Aveto- zum Nuretal vorgetäuscht. Ob es sich um Primär- oder um Sekundärkontakte handelt, ist oft schwer zu entscheiden. Im Arbeitsgebiet scheinen stratigraphische Kontakte vorzuliegen, womit die Möglichkeit gegeben ist, daß sich das tektonisch tiefste Sandstein-Paket I (KUBE 1965) des oberen Avetotales nach Norden fortsetzt. Allerdings ist es nicht gerechtfertigt, den Aveto-Sandstein als autochthon zu bezeichnen, wie es KUBE tut.

Das Streichen des Aveto-Komplexes ist apenninisch, wobei die Sandsteinbänke zwischen 25° und 60° nach SW einfallen. Von dieser Richtung weichen die gefalteten GMS stark ab. Während

der Aveto-Sandstein einer einfachen Faltung mit NW-SE-Achsen unterzogen wurde, sind in den GMS des oberen Nuretales komplizierte Faltenstrukturen ausgebildet.

Die Schichtflächen-Messungen der Diagramme IX und X der tektonischen Karte zeigen erstaunliche Übereinstimmung. In beiden Diagrammen existieren zwei stärker ausgeprägte Polgürtel. Aus der N-S-verlaufenden ss-Polpunkt-Anordnung läßt sich ein β_{ss} konstruieren, das zwischen $94^{\circ}/10^{\circ}$ W (Diagramm IX) und $98^{\circ}/10^{\circ}$ W (Diagramm X) schwankt. In der E-W-Richtung ist ebenfalls ein π -Kreis vorhanden. Der Durchstoßpunkt der Normalen liegt bei $160^{\circ}/5^{\circ}$ SE (Diagramm IX) und bei $145^{\circ}/15^{\circ}$ SE (Diagramm X). Es können hier β'_{ss} -Achsen (Querfaltenachsen) angenommen werden, die annähernd senkrecht zu β_{ss} verlaufen. Daraus kann geschlossen werden, daß beide Faltensysteme einem einzigen Faltungsakt angehören. Dennoch ist in den Polpunkt-Konzentrationen der Diagramme IX und X ein Unterschied festzustellen. In den ss-Werten südwestlich von Gambaro ist die E-W-Richtung stärker betont als die NNW-SSE gerichtete Faltenachse. Im Diagramm X, östlich von Gambaro sind die Bedingungen genau umgekehrt, d.h. die β_{ss} -Achse ist hier die Querfaltenachse und β'_{ss} repräsentiert die Hauptfaltenachse, die nach NW und SE abtaucht.

Nordöstlich von Rompeggio ist parallel zu der NW-SE streichenden Antiklinale ein zweiter Sattel angelegt, dessen östlicher Schenkel unter den allochthonen Liguriden des M.Megna-M.Ragola-Massivs begraben liegt. Zwischen den beiden Graumergel-Sätteln erscheint eine Muldenstruktur, deren Kern aus allochthoner KTS besteht. Die Graumergel-Serie bildet im oberen Nuretal zwischen Rompeggio und Rocconi ein tektonisches Fenster, das, bis auf wenige Ausnahmen, von KTS umgeben wird. Die Falten werden von zwei Störungssystemen begleitet, von denen die NW-SE streichende, apennine Richtung stärker entwickelt ist als die NE-SW verlaufenden Bruchsysteme. In der hauptsache handelt es sich um Auf- und Abschiebungen, deren Sprunghöhen sich nicht mehr rekonstruieren lassen.

IV. Die Liguriden I

Die paläontologischen Befunde und eindeutige, tektonische Kontakte zu den liegenden Sedimenten beweisen klar, daß die Liguriden I allochthon sind. Von dieser ersten ligurischen

Einheit wird die Mehrzahl der tektonischen Fenster des N-Apennins allseitig umgeben. Dennoch konnte im Untersuchungsgebiet festgestellt werden, daß die Liguriden I nicht überall vorhanden sind, beziehungsweise ihre Mächtigkeit großen Schwankungen unterworfen ist. Das ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Art und Weise des Transportmechanismus zurückzuführen, der sie in die allochthone Position brachte. Von fast allen Apennin-Geologen wird angenommen, daß die Liguriden I aus dem ursprünglichen Ablagerungsgebiet im Südwesten auf jüngere Serien im Nordosten als gravitative Gleitdecke bewegt wurden. Bei der Annahme solcher Bewegungsvorgänge, die auf Schwerkraftgleitungen beruhen, kann einmal die völlige Zerrüttung des Schichtgefüges, zum anderen die manchmal ausgebliebene Überdeckung des Autochthons erklärt werden. Das heißt, die Gebiete, in denen heutzutage die Liguriden I fehlen oder nur in dünner Auflage vorhanden sind, waren zur Zeit der Abgleitung Aufwölbungen, die von der Gleitmasse nicht oder nur unvollständig eingedeckt wurden.

Das gesamte Sedimentpaket der Liguriden I ist aus sehr heterogenen Gesteinen zusammengesetzt, die der tektonischen Beanspruchung einen unterschiedlich großen Widerstand entgegensetzten. Neben der leicht verformbaren Kalk-Ton-Serie erscheinen die Sandstein-Einschaltungen und der Penice-Kalk als relativ starre Massen. Aus den stark divergierenden ss-Meßwerten lassen sich für die KTS ebensowenig größere Strukturen ableiten, wie aus der regionalen Verteilung. Durch anhaltende Beanspruchung wurden die härteren Bänke boudiniert oder so zerschert, daß die verworrene Lagerung keine Aussage zuläßt. Gleichzeitig wurden Tone und Mergel geschiefert und zu einer zusammenhanglosen Masse gestaucht. Der Faltenwurf besteht in der Hauptsache aus meter- bis dezimetergroßen, V-förmigen Sätteln und Mulden, die mitunter als abgeschernte Bestandteile in dem umgebenden Sedimentmaterial eingewickelt sind. Das einzig greifbare Resultat ist die überwiegende N- und NW-Vergenz der liegenden und überkippten Falten.

Die Anwendung kleintektonischer Untersuchungsmethoden ist daher unbrauchbar und wenig sinnvoll.

Auch die Serie von Metteglia zeigt eine ähnlich chaotische, tektonische Ausbildung. Die Sandsteine der KTS im Nuretal tauchen dagegen kaum gestört mit 20 - 30 Grad in südwestliche Richtungen ab.

Die Tektonik des Penice-Kalkes ist weitgehend von der Größe des Schichtpaketes abhängig. In den km^2 -großen Sedimentplatten fehlen weitgespannte Strukturen ganz. Dafür wurden die Bänke in 10 - 50 m große, überkippte Falten gelegt, deren Vergenz überwiegend nach NE gerichtet ist. Die kleineren Vorkommen, die in der KTS als Schollen schwimmen, weisen dagegen kaum tektonische Phänomene auf. Auffallend ist lediglich die häufige Zerrüttung der Basalbänke, die den Kontakt zur KTS bilden. Trotz der generell stark gestörten Lagerung der Liguriden I, befinden sich die Einschaltungen der KTS überwiegend in den hangenden Partien. Die daraus resultierenden Fragen über die Beziehungen der verschiedenen Serien zur KTS sollen im folgenden behandelt werden. Da die Kontaktverhältnisse weitgehend unklar sind, stehen einer Deutung große Schwierigkeiten entgegen.

Auf die Möglichkeit, daß die KTS und der Penice-Kalk stratigraphisch miteinander verbunden sind, wurde schon im Kapitel I.41 hingewiesen. Trotzdem müssen beide Serien im Arbeitsgebiet durch tektonische Kontakte getrennt sein, wenn man bedenkt, daß der ältere Penice-Kalk stets auf KTS-Gesteinen ruht und immer als oberstes Schichtglied der tertiären Liguriden auftritt. Daß in der KTS verschiedentlich auch kleinere Kalkschollen vom Penice-Typ vorkommen (Nuretal), muß nicht unbedingt gegen eine tektonische Deutung sprechen. Da sie ebenfalls im Hangenden der KTS liegen, kann es sich um Bestandteile handeln, die während der Überschiebung von der Hauptmasse abgerissen sind und als Olistholithe mit der KTS weiterverfrachtet wurden. Anders verhält es sich mit nur m^3 -großen Blöcken, die aus mehreren Penice-Kalkbänken bestehen und auch in den unteren Niveaus der Liguriden I vorkommen. Hier ist die Möglichkeit sedimentärer Einschaltungen nicht von der Hand zu weisen.

Noch komplizierter wird die Situation bei der Betrachtung der

Sandstein-Einschaltungen in der Kalk-Ton-Serie im Nuretal. Genau wie bei den Kalksandsteinen von Groppo Sovrano im Braticatal (LOESCHKE 1965) können zwei Lösungen in Frage kommen. Im oberen Nuretal bei Rompeggio scheinen die Grauwacken und Kalkarenite sedimentär mit der hangenden KTS verbunden zu sein. Bei Perotti sprechen dagegen die Kontakte der Sandsteine mit den darüberliegenden Kalken zur Kalk-Ton-Serie für eine tektonische Einschuppung. Da aus stratigraphischer und tektonischer Sicht eine eindeutige Klärung nicht möglich ist, muß die Beantwortung dieser Frage offen bleiben.

Ganz ähnlich verhält es sich mit der linsenförmigen Einschaltung von Aveto-(Petrignacola I-)Sandstein in der Umgebung des M.Aserei. Die Kontakte zu dem umgebenden KTS-Material scheinen sedimentärer Natur zu sein. Da wegen der chaotischen Ausbildung der Sedimente tektonische Kontakte in der KTS schwer zu erkennen sind, könnte es sich prinzipiell auch um tektonische Phänomene handeln. Denn bei der Überschiebung der KTS auf den Komplex des Avetotales können Bänke des Aveto-(Petrignacola-)Sandsteins in Form von Gleitbrettern eingeschuppt worden sein. Die in der Serie von Metteglia (Ponte Bratica-Sandstein) eingeschaltete Aveto-(Petrignacola II-)Sandsteinbank scheint ebenfalls normal-sedimentär mit dem umgebenden Gestein verbunden zu sein. Dennoch ist auch in diesem Fall eine tektonische Einschuppung möglich, besonders deshalb, weil nur eine einzige Aveto-Sandsteinlinse vorkommt.

Bei beiden Vorkommen sprechen also einerseits die stratigraphischen Kontakte gegen eine rein tektonische Erklärung, andererseits ist eine normal-sedimentäre Verknüpfung dadurch fragwürdig, weil die Einschaltungen nur aus jeweils einer Bank bestehen. Wenn man dagegen den Aveto-(Petrignacola-)Sandstein in beiden Fällen als einsedimentierte Gleitklippen in der KTS betrachtet, werden die Vorkommen verständlicher. Da sich die Ablagerung der KTS mit der Sedimentation des Aveto-Sandsteins wahrscheinlich zeitlich überschneidet und beide Flyschfolgen sedimentär eng verbunden sind, könnte es zu Einschaltungen von Sandstein-Klippen bereits im Eozän, vor der Ausbildung der KTS-Gleitdecke, gekommen sein.

Aufgrund der genannten Schwierigkeiten war eine endgültige Lösung des Problems nicht möglich.

V. Liguriden II

Über den stark durchbewegten Tertiärsedimenten der Liguriden I folgen mit scharfem, tektonischen Kontakt die Liguriden II. Im Gegensatz zu großen Teilen des N-Apennins, wo der Orocco-Caio-Alberese allein oder zusammen mit seiner stratigraphischen Basis (Buntschiefer-Serie und (oder) Ostia-Sandstein) diese tektonische Einheit aufbaut, wird sie westlich der Trebbia unter Ausfall der gesamten Flyschfolge des Orocco-Caio-Alberese nur durch den Ostia-Sandstein vertreten. Dieser legt sich zwischen S.Cristoforo und Rossarolo auf das Tertiär des Trebbia-Tales und wird seinerseits tektonisch von Liguriden III bedeckt. Die flach nach SW fallende Überschiebungsbahn zwischen den Liguriden I und den Liguriden II ist an einigen Stellen gut zu erkennen.

Bedingt durch die Wechsellagerung verhältnismäßig dünnbankiger Sandstein- und Mergelhorizonte, setzte der Ostia-Sandstein den tektonischen Kräften keinen großen Widerstand entgegen. Die Vergenz metergroßer Falten weist ausschließlich nach Norden und Nordosten. Daher ist die Annahme gerechtfertigt, das Herkunftsgebiet des Ostia-Sandsteins im Süden oder Südwesten zu suchen. Durch verschiedentlich anzutreffende Zickzack-Faltung sind westlich von Pietranera die stratigraphisch tieferen Brekzien-Horizonte im Kern einer solchen Falte aufgeschlossen. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß kaum Scherflächen und auch keine ausgeprägten Störungssysteme im Ostia-Sandstein entwickelt sind. Darin kann unter Umständen ein Hinweis für einen verhältnismäßig kurzen Transportweg gesehen werden.

Ein gänzlich anderes tektonisches Bild zeigt dagegen die kompakte Schichtfolge des Orocco-Caio-Alberese. Obgleich aus benachbarten Gebieten Knickfalten, die mehrere 100 m Sediment einbeziehen, beschrieben wurden und der Alberese zur Ausbildung

großräumiger Strukturen prädestiniert ist, sind im Arbeitsgebiet derart markante Erscheinungen selten zu beobachten. Das liegt einmal daran, daß die einzelnen Faltenschenkel heutzutage nicht mehr miteinander verbunden sind, sondern als normal beziehungsweise überkippt liegende, isolierte Alberesetafeln im Gelände anzutreffen sind. Zum anderen können die Faltenflügel nie weit verfolgt werden, da große Teile unter starkem Bewuchs verborgen sind.

Die größte, zusammenhängende Sedimentplatte zieht sich im Nuretal von Perotti über 2 km flüßaufwärts bis Ferriere. In der Gesamtheit betrachtet, gehört der inverse Oberkreide-Alberese wahrscheinlich zu einer großen, liegenden Antiklinale (s. S.109), deren überkippten Faltenschenkel er bildet. In diesem Alberesevorkommen sind zusätzliche Strukturen entwickelt. So formt es zwischen Cassimorenga und Roncoli eine etwas deformierte Mulde mit N - S gerichteter Achse. Die Lage der abtauchenden Muldenachse konnte im Gelände nur ungefähr bestimmt werden (Diagramm XI der tektonischen Karte).

Aus den 24 ss-Polpunkten lassen sich 2 π -Kreise mit den dazugehörenden β -Achsen $160^{\circ}/5^{\circ}$ SE und $15^{\circ}/10^{\circ}$ NE darstellen. Das bedeutet eine in der Horizontalen deformierte, nach NNE und SSE umgebogene Muldenachse. Nach der statistischen Auswertung konnten die 54 Klüftflächen-Pole dieser Struktur zugeordnet werden. Die randlich gelegenen, scharf gefaßten Maxima liegen im NW-SE- und im NE-SW-Quadranten. Da die Klüftmaxima untereinander und z.T. auch zum π -Pol von $\beta = 160^{\circ}/5^{\circ}$ SE einen Winkel von 45° bilden, können sie als ss-Scherflächen angesehen werden. Betrachtet man aber die NE-SW verlaufenden Klüfte zu $\beta = 15^{\circ}/10^{\circ}$ NE und die NW-SE verlaufenden Flächen zu $\beta_{ss} = 160^{\circ}/5^{\circ}$ SE gehörig, dann können die Klüftsysteme als ss-Gefüge gedeutet werden.

Der überkippte Alberese zieht mit Apennin-Streichen nach SW weiter, wo er im T.Grondana mit einer Flexur unter Sedimenten der Liguriden III und III-Brekzien-Serie verschwindet. Mit der NW-SE gerichteten Flexur stehen staffelförmig angeordnete Störungen in Zusammenhang, die parallel zum Flexurstreichen verlaufen. Es sind also L-Klüfte. Dabei kommen zwei mögliche Arten in Betracht: entweder bei Scherbeanspruchung entstandene Längsklüfte, also h01-Flächen, oder unpaare, erweiterte L-Klüfte, also h00-Flächen. Da in diesem Fall weniger eine Kompression, sondern vielmehr eine Zugspannung vorhanden war,

werden h00-Flächen angenommen. Im Zusammenhang damit ist eine antithetische Abschiebung eingetreten, die sich über 4 km verfolgen läßt. Südlich von Ferriere liegt der Alberese unter Palombino-Argille und Brekzien-Serie begraben. Erst bei der Ortschaft i Folli im Nuretal hebt er sich wieder heraus, um dann zwischen Casalcò und Prelo eine NE-vergente Falte zu bilden.

Der bisher besprochene Oberkreide-Alberese nimmt eine inverse Lage ein. Berücksichtigt man, daß der im SW liegende parautochthone M.Antola-Alberese, der als Herkunftsgebiet des Orocco-Caio-Alberese gelten kann, eine von SW nach NE gerichtete Schubspannung notwendig macht, dann könnte der OCA zwischen Perotti und Gambaro zu dem überkippten Schenkel einer großen, NE-vergenten, liegenden Falte gehören. In diesem Zusammenhang ist interessant, daß für die ?südwestlich des Arbeitsgebietes gelegene Bracco-Schwelle von ELTER, ELTER, STURANI & WEIDMANN (1966) eine ähnliche, liegende, nach NE gerichtete Falte angenommen wird. In dieses Bild ordnet sich auch die Alberese-Tafel zwischen Perotti und S.Gregorio gut ein. Bei ihr könnte es sich nämlich um den normalliegenden, hangenden Flügel handeln, der weiter nach NE über den liegenden Faltenschenkel hinwegbewegt wurde. Die statistisch ausgewerteten Klufthemessungen des Diagramms XII der tektonischen Karte sind dann folgendermaßen zu interpretieren:

Das Polpunkt-Maximum des NW-SE-Sektors würde den ac-Flächen entsprechen, während das Nebenmaximum des NE-SW-Quadranten die bc-Richtung darstellt.

Da eine solche großartige, NE-vergente, liegende Falte nicht sicher beweisbar ist, kann der Alberese zwischen Perotti und S.Gregorio auch als selbständige Sedimentplatte aufgefaßt werden. In diesem Fall ist die Bewegungsrichtung nicht genau zu rekonstruieren; infolgedessen kann über die Klüfte keine Aussage gemacht werden.

Eine Möglichkeit die Alberese-Typen anhand von Faltenvergenz und -ausbildung, Störungssystemen und tektonischen Kontakten zu unterscheiden existiert nicht. Allerdings ist auffallend, daß die überkippte Alberese-Platte hauptsächlich aus dem Antola-Typ besteht, wogegen der normal gelagerte Alberese

zwischen Perotti und S.Gregorio überwiegend dem Curone-Typ angehört.

VI. Die Liguriden III

Im allgemeinen sind die Liguriden III im N-Apennin als höchste tektonische Einheit anzusehen. Das Arbeitsgebiet stellt insofern eine Ausnahme dar, als die Liguriden III hier teilweise von einer weiteren tektonischen Einheit, den Liguriden III-Brekzien-Serien überdeckt werden.

Das Hauptsediment der Liguriden III bilden die Palombino-Argille, in der die Ophiolithe als starre Körper eingelagert sind. Sie sind von den jüngeren, liegenden Serien immer durch tektonische Kontakte getrennt. An der Überschiebungsbahn sind mehrfach Basismylonite beobachtet worden. Genauere Studien der Grenzverhältnisse lassen erkennen, daß die Strukturen aller tieferen tektonischen Einheiten diskordant von der Ophiolithformation abgeschnitten werden. Interessant ist die Tatsache, daß die Palombino-Argille das Autochthon von Bobbio ebenso überschob, wie das Parautochthon und die Liguriden I und II. Ganz offensichtlich war schon vor der Ankunft der Liguriden III-Gleitdecke ein ausgeprägtes Relief, das wahrscheinlich mehr tektonischer als erosiver Natur war, vorhanden. Ähnlich wie bei den Liguriden I sind kleintektonische Untersuchungsmethoden in den kalkig-schiefrigen Sedimenten nicht sehr erfolgversprechend, da die Meßergebnisse in dem plastischen Material durch rezente Hangrutschungen sicher verfälscht sind. Bei der Überschiebung wurde der innere Zusammenhang der Palombino-Argille infolge ihres heterogenen Aufbaus von kompetenten und inkompetenten Bänken vollkommen zerstört. Zerscherte und boudinierte Palombino-Kalke wurden in der umgebenden Tonschiefermasse eingewickelt. Selbst innerhalb eines einzigen Aufschlusses können die Streich- und Fallwerte der ss-Flächen stark variieren. Spezialfaltungen komplizieren das tektonische Bild erheblich.

Gänzlich anders haben der Radiolarit und der Maiolica-Kalk auf den Beanspruchungsplan reagiert. Da sie infolge ihrer Starrheit nicht gefaltet werden konnten, wurde ihr sedimentäres Gefüge bis in den Mikrobereich zerbrochen. Bemerkenswert ist, wie sich bei Anwesenheit dünner Mergellagen die Art der Deformation schlagartig ändern kann. Oberhalb der Ortschaft Solaro ist in dünnbankigem Maiolica-Kalk eine NW-vergente Falte ausgebildet. Die Mergeleinschaltungen können einen Teil der Deformationsenergie aufgefangen haben, so daß der Bruchpunkt nicht erreicht wurde und eine plastische Verformung eintreten konnte.

In Verbindung mit den Liguriden III muß noch einmal der Ostia-Sandstein betrachtet werden. Zwischen T.Lavaiana, T.Nure und le Moline tritt normal gelagerter Ostia-Sandstein zusammen mit Palombino-Argille auf. Auf der geologischen Karte von BRAGA (1965) setzt er sich nach Osten bis in das Ardatal fort. Hangrutschungen und schlechte Aufschlußbedingungen verbieten konkrete Angaben über die Kontaktverhältnisse im Einzugsgebiet des T.Nure zu machen. Der im allgemeinen unter dem Alberese liegende Ostia-Sandstein erscheint hier morphologisch über dem normalliegenden Orocco-Caio-Alberese von Proverasso. Auch im Norden kann er nirgendwo angeschlossen werden, da sich der Alberese zwischen Chiarabini und T.Lobbia in überkippter Lagerung befindet. In beiden Fällen müssen zwischen den Liguriden II und dem Ostia-Sandstein tektonische Kontakte bestehen, d.h. der Ostia-Sandstein kann nicht zu den Liguriden II gerechnet werden. Er kann wegen der engen Beziehung zur Palombino-Argille mit den Liguriden III verbunden werden, wie es auf der tektonischen und geologischen Karte dargestellt ist. Andererseits besteht noch die dritte Möglichkeit, den Ostia-Sandstein mit dem Cassio-Alberese vom Boccolo della Noce (BRAGA 1965) in Verbindung zu bringen. Dann würde er nach REUTTER & SAMES (1964) wahrscheinlich dem emilianischen Faziesgebiet angehören.

VII. Die Liguriden III-Brekzien-Serie

Wie schon im stratigraphischen Teil erwähnt, kommt der Brekzien-Serie eine gesonderte, tektonische Stellung zu. Da die Kontakte zu der älteren, allochthonen Gleitmasse der Liguriden III überwiegend tektonischer Natur sind, kann sie nicht als deren normales Hangendes angesehen werden. Hinzu kommt noch, daß die Brekzien-Serie überall überkippt liegt. Die gleiche Beobachtung machten W. KUBE (1965) und P. PASSERINI (1965) im Avetotal.

Die ständige inverse Lagerung der Brekzien-Serie wird von PASSERINI (1965) mit einer großen, zusammenhängenden, überkippten Struktur erklärt, die durch gravitative Gleitprozesse entstanden sein soll. Weil die Mächtigkeit nach NE ständig abnimmt und die tektonischen Verbindungen in dieser Richtung unklarer werden, rechnet er mit einer Deckenbewegung von SW nach NE. KUBE (1965) nimmt eine großangelegte, NE-vergente Deckenfalte an, deren hangender Schenkel über den überkippten Faltenflügel bewegt wurde. Der obere Teil der Falte wäre dann der Erosion zum Opfer gefallen und ist heute nicht mehr vorhanden.

Auch die Kartierungs-Ergebnisse lassen einen SW-NE gerichteten Transport vermuten. In der Brekzien-Serie kam es zur Ausbildung überkippter und liegender Falten, deren Vergenzen zwischen NE und NW schwanken.

Die Faltenachse in der Brekzien-Serie westlich Pomarolo wurde aus 40 überkippten ss-Meßwerten im SCHMIDT'schen Netz rekonstruiert (Diagramm VIII der tektonischen Karte). Aus der tautozonalen Anordnung der Polpunkte läßt sich ein B^{ss} von $80^{\circ}/15^{\circ}$ E bilden. Es scheint sich um den liegenden Flügel einer großen- liegenden Falte zu handeln, deren Stirn bei Pomarolo liegt. Im Gelände ist von dieser Struktur nur ein kleiner Teil der Umbiegungszone im Bach aufgeschlossen.

Nach der Überschiebung wurde die Brekzien-Serie von einer großen, NW-SE streichenden Abschiebung erfaßt, an der der westliche Block in die Tiefe sank (s. S.108). Daher liegen die Gesteine in der Umgebung des M.Albareto 400 m über dem Niveau der westlichen Scholle (Profil 7).

VIII. Alter und Ablauf der Bewegungen

Bei der zeitlichen Festsetzung der Bewegungsabläufe kann einmal von synorogenetischen Merkmalen der Sedimentation, zum anderen vom Alter der von der Tektonik betroffenen Sedimente ausgegangen werden. Dabei ist es zweckmäßig, auch die Verhältnisse außerhalb des eigentlichen Kartierungsgebietes in die Überlegungen mit einzubeziehen.

Betrachtet man zunächst die Lithofazies der Serien, so stellt man fest, daß nach der eugeosynklinalen Flyschfazies der Unterkreide im ligurischen Ablagerungsgebiet klastische Sedimente auftreten. In West-Ligurien wurde der M.Gottero-Sandstein von der O.-Kreide bis zum ?Paläozän sedimentiert, während in östlichen Gebieten in der unteren Oberkreide Ostia-Sandstein abgelagert wurde. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, daß zwischen der Unter- und der Oberkreide ein vorher nicht vorhandenes Abtragungsgebiet entstanden sein muß, das für die Herkunft des sandigen Materials verantwortlich ist. Für orogene Bewegungen sprechen außerdem das Aufdringen der Grungesteine und die Entstehung der sedimentären Ophiolithbrekzien. Auch das Auftreten von Kalkareniten deutet auf eine stärkere Bodenunruhe dieses Zeitraumes, für die von MIGLIORINI (1945) der Begriff der paläoapenninen Phase geprägt wurde. Daß diese Bewegungen nicht auf den ligurischen Faziesbereich beschränkt blieben, sondern auch den toskanischen Sedimentationsraum erreichten, sieht GÜNTHER (1967) in der Ausbildung der Cenoman-Brekzie an der Basis der unteren Scaglia rossa begründet. Betrachtet man die Gesteinstypen der höheren Oberkreide und des Unterpaläozäns, so ergeben sich keinerlei Anzeichen stärkerer Bodenunruhe. Das ändert sich im Oberpaläozän schlagartig. Für eine tektonisch aktive Periode dieses Zeitraumes im Ligurikum sprechen verschiedene Anzeichen. Die zahlreichen umgelagerten kretazischen Foraminiferengehäuse im Penice-Kalk und in der Kalk-Ton-Serie lassen darauf schließen, daß große Teile des Antola-Alberese schon gefaltet waren und erodiert wurden. Auch der im Bratica-Tertiär eingeschaltete Ostia-Sandstein (LOESCHKE 1965) deutet auf tektonische Bewegungen. Während die obereozäne-oligozäne

Molasse des Tongriano darauf hinweist, daß für bestimmte Teile des N-Apennins das Geosynklinastadium beendet war, ist in nordöstlichen Gebieten eine Fortsetzung der Sedimentation zu verzeichnen.

Die zweite Bewegung ist dann die eigentliche apennine Tektonogenese, in deren Verlauf es zu den Überschiebungen der verschiedenen, ligurischen Einheiten kam. Da die Hangend-Mergel das jüngste praeparoxysmale Sediment darstellen, kann diese etruskische Phase (MIGLIORINI 1945) frühestens im oberen Burdigal begonnen haben. Schon während des Oligozäns herrschten tektonisch unruhige Verhältnisse, wie aus den Olisthostrom-Einschaltungen abzulesen ist. In diesem Zeitraum muß auch die Aufrichtung der Sandsteine von Bobbio begonnen haben, die sich bis in das Untermiozän hinein fortsetzte. Durch das langsame Wandern der Trogachse nach NE herrschte ein permanentes Relief zu den schon sedimentierten, südwestlich gelegenen Flyschfolgen. Beginnende Faltungen und tektonische Beben hätten dann dazu geführt, daß sich die obersten Sedimentpakete langsam in Bewegung setzen und der Schwerkraft folgend nach NE abgleiten konnten. Im Verlauf der apenninen Tektogenese schoben sich zunächst die Tertiärsedimente des Avetokomplexes als Parautochthon nach Norden.

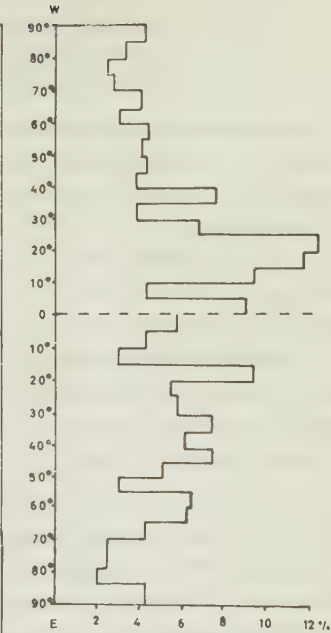
Die Graumergel-Serie, die auf die Bewegungen plastisch reagierte, wurde zusammen mit dem Aveto-Sandstein nach NE bewegt. Zusätzlich erfolgte eine Zerlegung des Aveto-Sandsteins in einzelne Schollen (KUBE 1965), die dann dachziegelartig übereinander zu liegen kamen. Die Transportweite kann nicht sehr groß gewesen sein, wenn man die kaum gestörte Lagerung des Parautochthons berücksichtigt. Wahrscheinlich stellte sich die Schwelle zwischen Aveto-Komplex und Autochthon von Bobbio der massiven Folge des Aveto-Sandsteins als unüberwindliches Hindernis in den Weg (s. Kapitel D III). Während der späteren Bewegungsabläufe wurden dann das Parautochthon, das Autochthon und die Schwellenregion von höheren, ligurischen Gleitdecken überfahren.

Zuerst lösten sich Gesteine der KTS (Liguriden I) von ihrer Unterlage, um dem Parautochthon zu folgen. Sie überfahren

dabei den Aveto-Sandstein und gerieten bis in den Sedimentationsbereich der Hangend-Mergel. Daß es dabei überhaupt zur Ausbildung einer Decke kam, ist in der Hauptsache auf die hohe Gleitfähigkeit dieser Sedimentfolge zurückzuführen. Anders gesagt, man könnte die Kalk-Ton-Serie als ein riesiges Olisthostrom betrachten, das sich seit dem Oligozän in Bewegung befand und dessen Wandergeschwindigkeit auf einige mm/Jahr reduziert war. Natürlich taucht bei dieser Annahme die Frage auf, warum nach der Platznahme der KTS an keiner Stelle des N-Apennins eine Wiederaufnahme der Normalsedimentation erfolgte. Das könnte einmal an den völlig veränderten Sedimentationsbedingungen gelegen haben, zum anderen bleibt die Möglichkeit, daß in abgeschwächtem Maße weiter sedimentiert wurde, die jüngeren Anteile aber vollständig in dem Schlammstrom vermengt wurden. Allerdings müßten in diesem Fall jüngere Foraminiferenfaunen, als die bisher gefundenen, vorkommen. Andererseits muß man sich vor Augen halten, daß es fast gleichzeitig zur Abscherung der nächsten, südwestlichen Sedimentpakete gekommen sein muß, durch deren Ankunft der Sedimentationsraum vollständig ausgefüllt wurde.

Nachdem die Kalke vom Typ des M. Penice die KTS in Form einzelner, isolierter Schollen überschoben hatten, folgten die Liguriden II (Orocco-Caio-Alberese, Ostia-Sandstein). Zunehmender tangentialer Druck, der zu weiteren Hebungen im Bereich der Liguriden führte, ließ die leicht beweglichen Gesteine der Liguriden III (Argille scagliose, Ophiolithe) ebenfalls nach NE abwandern. Der Bewegungsvorgang ist wahrscheinlich, besonders in den ostligurischen Gebieten, einem Schlammfluß nicht unähnlich gewesen. Die Mechanik der Deckenbildung ließe sich also mit der Entstehung der KTS-Gleitdecke vergleichen, nur mit dem Unterschied, daß die Platznahme der Liguriden III wahrscheinlich wesentlich schneller vonstatten ging.

Während in weiten Teilen des N-Apennins der dritte ligurische Schub die höchste tektonische Einheit bildet, erfolgte im Arbeitsgebiet noch die Überschiebung der Liguriden III-Brekzien-Serie. Da zwischen den Liguriden III und der



PROZENTUALE VERTEILUNG

der Richtung gemessener Lineation

in Luftbildern

763 Meßwerte

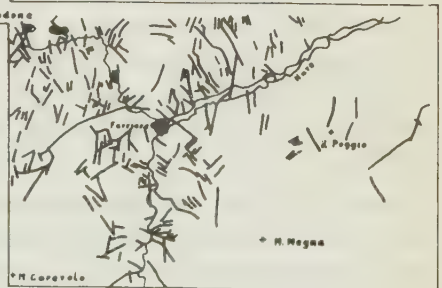


Abb.23

Brekzien-Serie der Liguriden III ein Altersunterschied besteht und unter Berücksichtigung der gegenseitigen tektonischen Position, ergibt sich die Notwendigkeit, für diese Einheiten zwei getrennte Herkunftsgebiete anzunehmen. Das wiederum deutet auf unterschiedlich starke Bewegungen innerhalb des ligurischen Faziesgebietes.

Nach Beendigung der Überschiebung erfolgte dann die Hebung des Gebirges. Gleichzeitig wurden die großen Störungssysteme des N-Apennins angelegt. Wie aus der tektonischen Karte und aus Abbildung 23 (S. 116) zu entnehmen ist, sind die großen Störungssysteme überwiegend parallel zum Gebirgsstreichen orientiert. Die prozentuale Verteilung der in Luftbildern gemessenen Photolineationen (Abb. 23) ergab mit fast 13 % für die NNW-Richtung ein deutliches, konstantes Maximum. Im Gegensatz dazu stehen die verhältnismäßig kurzen und schlecht zu kartierenden Querstörungen. Sie sind zahlenmäßig ebenso häufig, besitzen aber kein ausgeprägtes Maximum.

Zweifellos sind die apenninisch streichenden Dislokationen erst nach den Deckenüberschiebungen der tektonischen Einheiten entstanden, da sich die Liguriden II heutzutage morphologisch entweder höher als die Liguriden III befinden, oder aber, durch Störungen getrennt, neben dem Autochthon zu liegen kamen. Bezogen auf den Gebirgsbau sind es genetisch gesehen Auf- und Abschiebungen in der b (h01)-Richtung. Die NE gerichteten Querstörungen können als diagonale Seitenverschiebungen aufgefaßt werden, die schon während der Deckenbildung angelegt wurden.

Daß der Aufstieg des Gebirges auch im Pleistozän und Quartär unvermindert anhielt, wird durch die hochgelegenen Flußterrassen dokumentiert.

IX. Großgeologische Betrachtungen

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Flyschfolgen sind auch aus anderen Gebieten des N-Apennins bekannt gewor-

den, wo sie eine gleiche tektonische Stellung einnehmen. Außer den engen tektonischen und stratigraphischen Verbindungen zum westlichen Ligurikum (KUBE 1965, REUTTER 1960, SAMES 1960, SELIGMANN 1968) zeigen besonders die im Gebirgsstreichen liegenden Untersuchungsgebiete von GOLDBERG (1965) bei Pontremoli, LOESCHKE (1965) zwischen Parma- und Enzatal, MARKWICH (1964) bei Corniglio sowie SCHULZE (1965) im Tarotal und ZANZUCCHI (1963) im Parmatal große Übereinstimmung mit der Geologie des Trebbia- und Nuretales. Eine weitere Parallele besteht zum Modeneser Apennin, wo die Typlokalität des M.Cervarola-Sandsteins liegt, der sich bis in das Arbeitsgebiet erstreckt (Sandsteine von Bobbio). Zum Toskanischen Faziesbereich bestehen dagegen keine erkennbaren Beziehungen. Von den genannten Autoren wurde darauf hingewiesen, daß die Gesteine des Taro-, Parma-, Enza- und Secchiatales "zwischen den drei wichtigsten Faziesräumen des Nord-Apennins eine interessante, vermittelnde Stellung einnehmen" (LOESCHKE S. 99, 1965).

Dasselbe gilt auch für den Raum von Bobbio, da hier zwei Faziesgebiete aneinanderstoßen. Allochthone Emilianische Gesteine wie die nördlich von Bobbio liegenden Flysche und autochthone Emilianische Serien wie die M.Modino-M.Cervarola-Einheit (Komplex von Bobbio) grenzen hier an Ligurische Einheiten.

Damit ergeben sich im Gebiet von Bobbio Widersprüche zu den Vorstellungen von G. ELTER, P. ELTER, STURANI & WEIDMANN (1966) und BALDACCI, ELTER, GIANNINI, GIGLIA, LAZZAROTTO, NARDI & TONGIORGI (1967) über die Lage und Erstreckung der Toskanischen Fazies. Denn in diesem Abschnitt des N-Apennins sind keine Toskanischen Sedimente vorhanden, die den Emilianischen und den Ligurischen Sedimenttrog voneinander getrennt haben können, wie es die Ansichten der genannten Autoren verlangen. Die letzten aufgeschlossenen Toskanischen Serien befinden sich am Passo della Cisa, wo sie nach W einschwenken und unter allochthonen Flyschserien abtauchen. Wie der Toskanische Sedimentationsraum von hier aus weiter verlief, ob es überhaupt eine Fortsetzung nach NW gegeben hat, bleibt vorläufig ungeklärt.

Anders verhält es sich mit der M.Modino-M.Cervarola-Einheit, die sich vom Trasimenischen See über die tektonischen Fenster von Pracchiola und Marra bis nach Bobbio verfolgen läßt. Trotz einiger Unterschiede in der Schichtfolge handelt es sich bei den Sandsteinen von Bobbio (M.Cervarola-Sandstein) um die gleichen Grauwacken wie sie beispielsweise am M.Cervarola im Modeneser Apennin auftreten. Weitere Übereinstimmungen ergeben sich bei der Betrachtung der tektonischen Situation. Die Struktur von Bobbio ebenso wie die Schichtaufbiegung im SW des M.Cervarola entspricht in beiden Fällen dem südwestlichen Rand des Sedimentationsbeckens, der synsedimentär-tektonisch verformt wurde. Das heißt, im SW des Sandsteintroges muß eine apenninisch streichende Schwelle mit Hebungstendenz bestanden haben, die sich während der Sedimentation kontinuierlich nach NW verlagerte, so daß sie schließlich den SW-Rand des Beckens überschieben konnte. Das würde bedeuten, daß hier eine Geantiklinale im Sinne von ARGAND (1920) (in AUBOUIN 1965) bestanden hat, die sich bei beginnender Tektogenese ("tectonique embryonnaire") gebildet hat und die später zu einer Überschiebungsfrent umgeformt wurde.

Wenn man den Penice-Kalk und den Farini d'Olmo Alberese des Alttertiärs oder den M.Antola-Alberese und den Cassio-Alberese der höheren Oberkreide oder auch die Buntschiefer-Serie und den Ostia-Sandstein der tieferen Oberkreide einander gegenüberstellt, dann ergibt sich aus der heutigen regionalen Verbreitung ein Grenzverlauf, der parallel der Linie M.Penice-Bobbio-Coli-Mareto-Pizzo Granato-Bardi verläuft. Die Tongrianoaufschlüsse des M.Piatello und des M.Roccone ordnen sich ebenfalls in dieses Schema ein. Da die Lage der apenninisch streichenden Schwelle mit dieser Linie genau übereinstimmt, kann geschlossen werden, daß sie zumindest während der Überschiebungsvorgänge die Emilianischen und die Ligurischen Einheiten voneinander trennte.

Für eine Fortsetzung dieses submarinen Rückens nach SE liegen nur indirekte Beweise vor, nämlich die Tatsache, daß in den südöstlich von Bobbio liegenden Arbeitsgebieten von SCHULZE (1965) im Tarotal, MARKWICH (1964) bei Corniglio, LOESCHKE

(1965) zwischen Parma- und Enzatal, GOLDBERG (1965) bei Pontremoli und zum Teil auch KRAMPE (1964) zwischen Secchia- und Enzatal außerordentlich ähnliche Verhältnisse anzutreffen sind. Allerdings besteht insofern ein grundsätzlicher Unterschied, als sich dort der breite Toskanische Sedimentationsraum einschaltet, für dessen Existenz im Trebbia- und Nuretal keinerlei Beweise vorliegen.

Daraus ergeben sich Widersprüche zu den Ansichten von G. ELTER, P. ELTER, STURANI & WEIDMANN (1966) und BALDACCI, ELTER, GIANNINI, GIGLIA, LAZZAROTTO, NARDI & TONGIORGI (1967). Sie lehnen die Vorstellung eines Emilianischen Faziesgebietes ab und führen die lithostratigraphischen Unterschiede der allochthonen Einheiten auf die Spaltung des Ligurikums in eine interne, südwestliche und eine externe, nordöstliche Zone zurück. Im Anschluß an die äußere, Ligurische Zone wird ein Subligurischer Bereich angenommen, dessen Sedimente (Kalk-Ton-Serie) zwischen dem Ligurikum und dem nordöstlich anschließenden Toskanikum vermitteln soll. Nordöstlich vom Toskanischen Macigno würde dann das Sedimentationsgebiet der ebenfalls Toskanischen M.Modino-M.Cervarola-Einheit folgen, die ihrerseits nach NE in den Umbro-Markischen Bereich übergeht. Der Umbrische und der Toskanische Flyschtrogl hätten sich ihrer Meinung nach bis über den Piacentiner Apennin nach NW fortgesetzt. Die im Eozän vorausgesetzte Faltung der internen Ligurischen Zone, in der sich M.Gottero-Sandstein und M.Antola-Alberese miteinander verzahnen sollen, würde nach ihrer Meinung für die Diskordanz an der Basis des Tongriano verantwortlich sein. Die aufgefalteten Bereiche hätten den Schutt für die Molasse des Tongriano geliefert. Während dieser Faltung des internen Ligurikums hätte sich die Sedimentation im externen Ligurikum bis in das Oligozän (Miozän) fortgesetzt. Im externen Ligurikum wären der Orocco-Caio-Alberese und der Cassio-Alberese zusammen mit den Flyschserien von Farini d'Olmo entstanden. Es wird weiterhin die Überzeugung geäußert, daß die spätere Tektonik die internen und die externen Ligurischen Serien gemeinsam mit der Subligurischen Kalk-Ton-Serie und dem Aveto-Sandstein und den Toskaniden II nach NE verfrachtete.

Zunächst kann dazu gesagt werden, daß im N-Apennin zwischen Genua und Piacenza keine Toskanischen Gesteine aufgeschlossen sind. Außerdem liegt das Ligurische Parautochthon des Aveto-Tales direkt neben der M.Modino-M.Cervarola-Einheit, so daß ein dazwischenliegender Toskanischer Sedimenttrog enorme Raumprobleme aufwerfen würde. Weitere Schwierigkeiten ergeben sich bei der Annahme eines ausschließlich Ligurischen Tongriano. Wie schon von IBBEKEN & REUTTER (1967) dargelegt wurde, ist es auch möglich, daß die Molasse in "einem der Toskana nordöstlich vorgelagertem Eugeosynklinalraum (Emilia)" (S. 107) zur Ablagerung kam. Das größte Problem ergibt sich bei der Anschauung der italienischen Autoren aus der Tatsache, daß Ligurische Gesteine im Gebiet der Apuaner Alpen über 80 km nach NE geglitten sein müßten, ohne daß es dabei zu einem wirren Durcheinander interner und externer Ligurischer Bestandteile kam. Denn die als intern-Ligurisch bezeichneten Serien sind heutzutage von den externen Ligurischen Gesteinen deutlich getrennt.

Vergleicht man die tektonische Stellung und die regionale Verbreitung der "externen Ligurischen" Gesteine mit den Vorkommen der M.Modino-M.Cervarola-Einheit einerseits und mit den Ligurischen Sedimenten andererseits, dann wird ihre Bindung an die M.Modino-M.Cervarola-Einheit deutlich und ihre Zusammenfassung als Emilianikum erscheint damit berechtigt. Daß es innerhalb des Ligurikums zu faziellen Abweichungen kam, ist von vielen Apenningeologen mehrfach betont worden (SAMES 1963, REUTTER & SAMES 1964, LOESCHKE 1965, KUBE 1965 u.a.). Die Möglichkeit, daß eine interne und eine externe Ligurische Zone bestanden hat, ist also durchaus gegeben. Auch gegen die Subligurische Stellung der Kalk-Ton-Serie können keine Einwände vorgebracht werden. Der Ansicht eines einheitlichen Deckenschubes aus dem Gebiet des Tyrrhenischen Meeres wie sie von G. ELTER, P. ELTER, STURANI & WEIDMANN (1966) und von BALDACCI, ELTER, GIANNINI, GIGLIA, LAZZAROTTO, NARDI & TONGIORGI (1967) angenommen werden, stehen aber zuviel Widersprüche entgegen. Die Annahme eines selbständigen, Emilianischen Sedimenttroges (REUTTER & SAMES 1964), in dem es innerhalb der apenninischen Tektogenese zur Bildung lokaler,

nach SW gerichteter Deckenüberschiebungen gekommen ist, ist unter Berücksichtigung der oben genannten Sachverhalte befriedigender. Vor allen Dingen werden dadurch die großen Überschiebungsweiten zugunsten begrenzter Gleitungsvorgänge, wie sie von RICHTER (1960) und von REUTTER & SAMES (1964) angenommen werden, reduziert.

E. BERGBAU IM OBEREN NURETAL

Der Eisenbergbau des oberen Nuretales war schon im IV. und V. nachchristlichen Jahrhundert in Betrieb, wie aus Werkzeugfunden in einem Stollen hervorgeht. 1465 wurde am Zusammenfluß von T.Nure und T.Grondana "Ferriera", d.h. die Eisenhütte, gegründet. Neben den Wohnungen für die Bergarbeiter und Schmiede wurden Werkanlagen errichtet. 1471 besaß Ferriere schon mehrere kleine Hochöfen, 14 durch Wasserkraft betriebene Schmiedehämmer in insgesamt 28 Schmieden und ein ebenfalls durch Wasserkraft betriebenes Sägewerk. Sicher war es nicht nur ein einziger, großer Grubenbetrieb, der das Erz lieferte, sondern es werden mehrere kleine Abbaue gewesen sein, die aber zum Bergbau des oberen Nuretales zusammengefaßt wurden. Durch die ganzen Jahrhunderte bis 1774 befand sich der Betrieb in Privatbesitz. Es wurden hauptsächlich Eisenbarren, Draht, Eisenräder und Nägel produziert.

1774 wurden in 4 Monaten 120 Tonnen Eisen verarbeitet, wobei zu bedenken ist, daß während der Wintermonate der Betrieb weitgehend ruhte. Im 19. Jahrhundert wurde auf Veranlassung Marie Luises von Österreich eine Schmalspurbahn von Piacenza nach Ferriere gebaut, die aber später verfiel und demontiert wurde. Zum letzten Mal wurde der Bergbau 1923 von L.Scotti aufgenommen, um aber einige Jahre später endgültig eingestellt zu werden.

Eine heute noch geöffnete Grube befindet sich bei Farini d'Olmo, wo aus einer Erzlinse, die zu einem größeren Serpentin-körper gehört, gefördert wird. Bei einem durchschnittlichen Cu-Gehalt von 1,5 % und einem Fe-Gehalt von 35 % bei 35 - 40 % Schwefel, wurden 1956/57 800 - 1000 Tonnen Erz abgebaut.

Nördlich des bearbeiteten Gebietes haben Vererzungen des Nebengesteins stattgefunden. Oberhalb der Moline de Morte am Rio Croce Lobbia steht ein Serpentin an, der von dem darüberliegenden Diabas durch Palombino-Argille getrennt ist. Die Hauptvererzung scheint im Kontaktbereich vom Serpentin zum Nebengestein aufzutreten. Im Handstück fallen schon mit bloßem Auge Pyrit und Kupferkies auf. Ein Erzanschliff zeigt mehr.

Kataklastisch zerbrochener Arsenkies durchzieht das Nebengestein gangartig und wird von Kupferkies teilweise umstanden. Einzelne, idiomorphe Arsenkieskristalle werden siebartig von Gangart durchsetzt. Der Reflexionspleochroismus ist beim Arsenkies an den Korngrenzen immer gut erkennbar. Bei + Nic. besitzen die pseudorhombischen Kristalle stets gute Anisotropieeffekte, aber unterschiedlich stark, entsprechend den verschiedenen Schnittlagen. Immer wieder wurden lamellenartig angeordnete, spindelige Zwillinge beobachtet. Der vorhandene Kupferkies stellt möglicherweise eine hochthermale Bildung dar, wie aus dem schwachen Reflexionspleochroismus und teilweiser Anisotropie geschlossen werden kann. Auftretender, gangartiger Kalkspat und Quarz sind Begleiter der Erzparagenese. Da Arsenkies und Kupferkies Durchläuferminerale sind, typomorphe Erze aber fehlen, kann der Bildungsbereich nur pauschal als hydrothermal angesehen werden.

Die vollkommene Verschüttung der Vererzungszone der "Miniera di ferro e rame" im Val Grondana machte es unmöglich, von dort Porben zu nehmen. So wurde von dem Gabbro ein Erzanschliff angefertigt und untersucht. Das Hauptmineral bildet Magnetit, intergranular zwischen Pyroxenen sitzend, oder als seltener Einschuß in den Pyroxenen. Die durchschnittlich 0,8 cm großen Körner zeigen seltsamerweise in vielen Fällen deutlichen Reflexionspleochroismus von schwach bräunlichgrau nach hellgrau. Bei + Nic. treten in Ölimmersion an den stärker pleochroitischen Kristallen deutliche Anisotropieeffekte auf. Entweder handelt es sich um anomal ausgebildeten Magnetit, oder - das Wahrscheinlichere - es hat schon eine Verdrängung des Magnetits durch ein Sekundärerz eingesetzt. Nach RAMDOHR (1960) können angewitterte Magnetite wechselnd starken Pleochroismus zwischen braunrosa und graublau besitzen. In den untersuchten Schliffen scheint eine Martitisierung das Gegebene zu sein. Aber auch Maghemitbildung kommt in Frage. An einigen Kristallen ist zu beobachten, wie sich der Ti-Gehalt des Magnetits zu Ilmenit entmischt hat und im Magnetitkorn gesetzmäßig verwachsen ist (Abb. 25). Nach dem Magnetit stellt der schwach anisotrope Kupferkies den größten Erzanteil. Die Vererzung fand intragranular, auf den Spaltebenen

der Pyroxene (Abb. 26) und intergranular statt. Magnetit wird teilweise von Kupferkies umstanden. Der Kupferkies ist damit deutlich jünger und stellt eine Imprägnation dar.

Durch die Anisotropie wird eine hochhydrothermale Bildung wahrscheinlich, wie auch bei der ersten Probe vermutet wurde. Bei den Erzanreicherungen der untersuchten Fälle handelt es sich wahrscheinlich um 2 Generationen:

1. Intramagnetische Bildung des Magnetit,
2. Hydrothermale Bildung von Kupferkies.



Abb. 24 Falte nördlich von S. Salvatore im Trebbiatto, entlang der S.S. 45

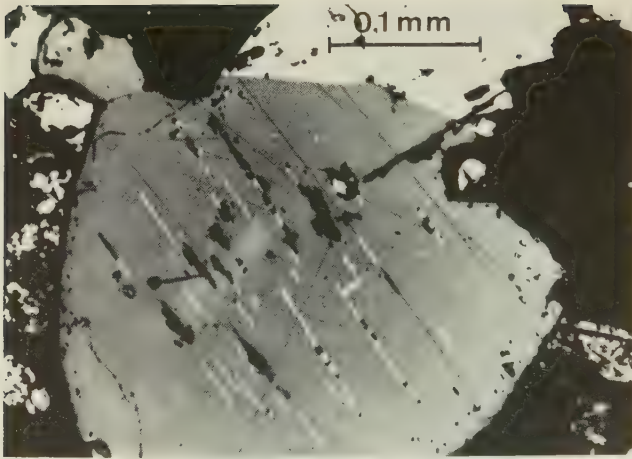


Abb. 25 Magnetit (Martit?) helles und dunkles
Korn mit hellgrauen Ilmenitlamellen
(Anschliff, + Nicols, Ölimmersion)



Abb. 26 Kupferkies (hell) auf Spaltebenen eines
Pyroxenkristalles (grau) (Anschliff,
+ Nicols, Ölimmersion)

Zusammenfassung

Die Grundlage zur vorliegenden Arbeit bestand in der Neukartierung (Maßstab 1:10 000) des "Fensters von Bobbio" und des südöstlich anschließenden Gebietes im Nord-Apennin. Es konnten dabei die folgenden 6 tektonischen Einheiten unterschieden werden, die in tektonischen Stockwerken übereinander liegen:

1. Das Autochthon von Bobbio (= M.Modino-M.Cervarola-Einheit): Die Schichtfolge besteht aus insgesamt 4 Serien: der Kalk-Ton-Serie (U.Eozän-M.Eozän) im Liegenden, den Mergeln von Brugnello (O.Eozän-U.Oligozän), den Sandsteinen von Bobbio (Oligozän-Aquitän) und den Hangend-mergeln (Aquitän-? Helvet). In die Normalsedimentation beider Mergelfolgen sind Olisthostrome der Kalk-Ton-Serie und Mergel-Olisthostrome eingeschaltet, deren Größe und Zahl zum Hangenden zunimmt. Die tektonische, sowie lithofazielle Übereinstimmung zwischen den Sandsteinen von Bobbio und dem M.Cervarola-Sandstein gestattet die Annahme eines gemeinsamen Sedimentationsgebietes. Im Unterschied zu den bisherigen Ansichten wird die Struktur von Bobbio nicht als eine Antiklinale verstanden, sondern als das Ergebnis einer während der Sedimentation erfolgten Aufbiegung des südwestlichen Beckenrandes betrachtet. Für die Aufbiegung wird eine apenninisch streichende Schwelle verantwortlich gemacht, die sich seit dem U.Oligozän immer weiter heraushob und durch ständiges Vorrücken nach NE den SW-Rand des Sedimenttrogcs überschob. Dieses Schwellengebiet übernahm unter Umständen gleichzeitig die Funktion einer Faziesgrenze zwischen dem Emilianischen und dem Ligurischen Sedimentationstrog.

2. Das Parautochthon des Avetotales:

Für die aus Aveto-Sandstein und Graumergel-Serie bestehende, parautochthone Gesteinsgruppe ist keine genauere Altersangabe als Eozän-?Oligozän möglich. Ob die Arkosegrauwacken des Aveto-Sandsteins das Oligozän erreichen, muß nach wie vor als ungeklärt gelten. Der größte Teil des Aveto-Sandsteins ist im SW der Graumergel sedimentiert worden. Während der apenninischen Tektonogenese wurde er dann zusammen mit der Graumergel-Serie

nach NE auf das Autochthon von Bobbio bewegt, wobei der Aveto-Sandstein verschuppt (KUBE 1965) und auf die Mergel aufgeschoben wurde.

3. Die Liguriden I:

Die Liguriden I liegen mit diskordanten, tektonischen Kontakten als erste allochthone Einheit über den Gesteinen des Autochthons und des Parautochthons. Diese tertiäre Schichtfolge stimmt in tektonischer wie in stratigraphischer Hinsicht mit den Tertiär-Serien des Bratica-Tales weitgehend überein (LOESCHKE 1965, MARKWICH 1964). Für die Serie von Metteglia (Ponte Bratica-Sandstein?) ist eine sedimentäre Verknüpfung mit der Kalk-Ton-Serie wahrscheinlich, während die Kalksandsteine des Nuretales (Kalke und Kalksandsteine von Groppo Sovrano?) eher als eine tektonische Schuppe gedeutet werden, ähnlich wie im Bratica-Tal. Die sedimentären Einschaltungen des Aveto-(Petrignacola-)Sandsteins werden als einsedimentierte Gleitklippen betrachtet. Der Penice-Kalk überlagert die Kalk-Ton-Serie tektonisch und kann damit als Untereinheit der Liguriden I aufgefaßt werden.

4. Die Liguriden II:

Zu dieser tektonischen Einheit gehören im Untersuchungsgebiet der Ostia-Sandstein (O.Alb?-Turon), die Buntschiefer-Serie (Alb?-Cenoman) und der Orocco-Caio-Alberese (Campan-Maastricht) mit zwei lithofaziellen Ausbildungen: Antola-Typ und Curone-Typ (IBBEKEN 1965). Es ist damit zu rechnen, daß die obersten Anteile noch in das Paläozän hinaufreichen, obwohl keine paläontologischen Beweise dafür vorliegen. Die Basis des Orocco-Caio-Alberese scheint aus sedimentären Ophiolithbrekzien zu bestehen, die den Ostia-Sandstein und die Buntschiefer-Serie lateral vertreten können. Aus den Unterschieden zur Fazies des M.Antola-Alberese wird geschlossen, daß die Gesteine einem Nordostligurischen Sedimentationsgebiet entstammen, der zwischen dem Ligurischen und dem Emilianischen Faziesbereich vermittelte.

Die Albereseplatte zwischen Casalcò und Perotti wird als die überkippte Flanke einer großen, liegenden Falte betrachtet, deren normalliegender Hangendflügel über den inversen Schen-

kel hinweggeglitten ist und der heute bei S.Gregorio liegt.

5. Die Liguriden III:

Die sehr heterogen zusammengesetzten Gesteine des dritten Ligurischen Deckenschubes liegen mit tektonischen Kontakten diskordant über den vorangegangenen Einheiten. In den Argille scagliose, die hier nur aus dem Niveau der Palombino-Kalke bestehen (REUTTER 1960), sind magmatische Gesteine (Diabase und Spilite, Pillow-Laven, Gabbros, Serpentine, Peridotite und als mitgeschleppte Bestandteile variszische Granite) und Maiolica-Kalke eingelagert. Zeitlich sind diese Gesteine in den O.Jura-Neokom zu stellen. Beim Aufdringen der Basite und Ultrabasite kam es zu einer beschränkten Vererzung des Nebengesteins.

6. Die Liguriden III-Brekzien-Serie:

Während in weiten Teilen des N-Apennins die Liguriden III die oberste, allochthone Gleitdecke bilden, legt sich zwischen dem Aveto- und dem Nuretal die Brekzien-Serie mit tektonischen Kontakten als weitere Einheit auf die Palombino-Argille. Da diese Flyschfolge im Hangenden mit albereseähnlichen Bänken stratigraphisch verbunden ist, wird sie als die cenomane?-turone Basis des Orocco-Caio-Alberese angesehen.

Da die allochthonen Gesteinsserien einem Nordostligurischen Faziesgebiet angehören, das zwischen dem Emilianischen und dem Ligurischen Sedimentationsraum vermittelte, werden für das Arbeitsgebiet keine allzugroßen Überschiebungsweiten angenommen. Der Transport der überwiegend tonig-mergeligen Sedimente erfolgte mittels nach N und NE gerichteter Gleitbewegungen, die ihren Höhepunkt im Helvet erreichten. Gleichzeitig mit der darauf erfolgten Hebung des Gebirges bildeten sich die großen Störungssysteme aus.

Riassunto

Il presente lavoro si basa su un nuovo rilevamento (scala 1:10 000) della "Finestra di Bobbio" e della zona adiacente a SW nell'Appennino settentrionale. Sono state distinte le seguenti 6 unità tettoniche, che giacciono una sopra l'altra:

1. L'autoctono di Bobbio (= Unità di M.Modino-M.Cervarola): La successione si può suddividere in 4 serie stratigrafiche: Argilla e Calcari (Eocene inferiore-Eocene medio) a la base, le Marne di Brugnello (Eocene superiore-Oligocene inferiore), l'Arenaria di Bobbio (Oligocene-Aquitano) e le Marne superiori (Aquitano-?Elveziano). Nella sedimentazione normale delle due serie marnose sono intercalati olistostromi del materiale dell'Argilla e Calcari e olistostromi marnosi, in cui spessori e frequenza aumentano dal basso all'alto. L'equivalenza nei confronti tettonici e litostratigrafici fra l'Arenaria di Bobbio e l'Arenaria di M.Cervarola fa pensare a un unico comune bacino di sedimentazione. Al contrario delle opinioni anteriori la struttura di Bobbio non è più considerata una anticlinale ma invece vi si presenta il margine sudoccidentale del bacino dell'arenaria innalzato e rovesciato verso NE.

Questo sollevamento veniva provocato da una ruga che a partire dall'Oligocene inferiore si alzava continuamente e si spingeva verso NE, ribaltando e sovrascorrendo il margine sud-Ovest del bacino di sedimentazione arenacea. È possibile che questa ruga divideva contemporaneamente il bacino di sedimentazione Emiliano da quello Ligure.

2. Il Parautoctono della Val d'Aveto:

L'età del parautoctono che è composto dall'Arenaria dell'Aveto e dalla Serie delle marne grigie (Graumergel-Serie) non era determinabile più precisamente che Eocene-?Oligocene. Rimane indeciso se le grovacche arcose dell'Arenaria dell'Aveto raggiungano ancora l'Oligocene. La maggior parte delle arenarie veniva sedimentata a SW della eteropica Graumergel-Serie. Durante la tettonogenesi appenninica l'Arenaria dell'Aveto, che venne disposta in scaglie tettoniche, si accavallò

sulla Graumergel-Serie. Poi tutte e due le formazioni sovrascorsero insieme l'autoctono di Bobbio in direzione NE.

3. Le Liguridi I:

Sulle serie autoctone e parautoctone giacciono in discordanza tettonica le Liguridi I come prima unità alloctona. Questo complesso terziario corrisponde tettonicamente e stratigraficamente alle serie terziarie della Val Bratica (LOESCHKE 1965, MARKWICH 1964). La Serie di Metteglia (= Arenaria di Ponte Bratica ?) è probabilmente unita stratigraficamente all'Argilla e Calcari, mentre le Arenarie calcaree dell'alta Valle del Nure (= Calcari e Arenarie calcaree di Groppo Sovrano ?) sono interpretate come una scaglia tettonica che somiglia a quella della Val Bratica (MARKWICH 1964). Inter-calazioni sedimentarie di Arenaria del Aveto (= Arenaria di Petrignacola ?) nell'Argilla e Calcari sono interpretate come masse esotiche scivolate nel bacino di sedimentazione. Il Calcare di M.Penice sovrapposto tettonicamente all'Argilla e Calcari e potrebbe rappresentare una sottounità delle Liguridi I.

4. Le Liguridi II:

Questo complesso tettonico è formato dall'Arenaria di Ostia (Albiano superiore?-Turoniano), dalla Buntschiefer-Serie (Argille varicolori) (Albiano?-Cenomaniano) e dall'Alberese flysch ad Elmintoidi di M.Orocco-M.Caio (Cenomaniano-Maestrichtiano) il quale può essere diviso in due litotipi diversi: Alberese tipo Antola e tipo Curone (IBBEKEN 1965). Possibilmente le parti più alte dell'Alberese raggiungono al Paleocene sebbene i campioni non ne abbiano dato le prove paleontologiche. La base dell'Alberese di M.Orocco-M.Caio sembra essere costituita da breccie sedimentarie con materiale ofiolitico le quali possono sostituire lateralmente l'Arenaria di Ostia e la Buntschiefer-Serie. Le differenze tra la facies dell'Alberese di M.Antola e quella dell'Alberese della zona in esame portano a pensare che questo ultimo appartenga a una parte nord-orientale del bacino di sedimentazione ligure, interposta tra la facies emiliana e la facies ligure.

La placca di Alberese tra Casalco e l'erotti si può interpretare come il fianco rovesciato di una grande anticlinale coricata,

il cui fianco normale che oggi si trova vicino a S.Gregorio ha sorpassato quello ribaltato.

5. Le Liguridi III:

I terreni della terza unità alloctona, le Liguridi III, sono composti di un materiale molto eterogeneo che giace in discordanza con contatti tettonici sopra le unità precedenti. Nelle Argille scagliose, che sono rappresentate nella zona rilevata solo dal livello dei calcari palombini (REUTTER 1960), sono intercalate diverse rocce magmatiche (diabasi, pillow-lava, gabbri, serpentiniti, peridotiti e frammenti di granito ercinico, strappati dal sottosuolo dalle ofioliti) e Calcare a Calpionelle (Maiolica). L'età delle formazioni delle Liguridi III si determina come Jurassico superiore-Neocomiano. Legata al vulcanismo ofiolitico è una certa mineralizzazione delle rocce sedimentarie a contatto di magmatite, calcopirite e pirite.

6. Le Liguridi III-Serie delle brecce (Brekzien-Serie):

Normalmente nell'Appennino settentrionale le Liguridi III formano il complesso alloctono più alto. Tra le valli dell'Aveto e del Nure la Serie delle Brecce si sovrappone come unità (sottunità ?) con contatti tettonici sopra i calcari palombini. Dato che questa serie flyscioide passa stratigraficamente al suo tetto a banchi di alberese, essa si può considerare la base cenomaniana?-turoniana dell'Alberese di M.Orocco-M.Caio.

Poichè le unità alloctone fanno parte di una facies nord-orientale del bacino ligure interposta tra il bacino di sedimentazione emiliano e quello ligure, sovrascorrimenti di grande distanza non sono probabili per la zona rilevata. Il trasporto verso N e NE dei sedimenti che consistevano per la maggior parte di argille e marne si svolse con scivolamenti gravitativi che raggiungevano la loro massima attività nell'Elveziano. Seguiva il sollevamento dell'Appennino al quale era legata la tettonica a faglie distensive.

G. LITERATURVERZEICHNIS

- ABBATE, E. e SAGRI, M.:
Suddivisione litostratigrafiche nei calcari ad elmintoidi auctt. della placca dell'Ebro-Antola e correlazioni con terreni simili affioranti tra Voghera e Castelnovo n'Monti. - Mem. Soc. geol. ital. VI, 23-65, Pisa 1967
- ADLER, R., FENCHEL, W., PILGER, A.:
Statistische Methoden in der Tektonik I.- Clausthaler Tektonische Hefte 2, 1-91, Verlag E. Pilger Clausthal Zellerfeld 1965
- ADLER, R., FENCHEL, W., PILGER, A.:
Statistische Methoden in der Tektonik II.- Clausthaler Tektonische Hefte 4, 1-111, Verlag E. Pilger Clausthal Zellerfeld 1965
- AGIP MINERARIA:
Microfrazies Italiane (dal Carbonifero al Miocene medio).- Agip Mineraria, 35 S., 145 Taf., Milano 1959
- ANELLI, M.:
Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza.- Mem. reale Accad. Sci. Lettere Arti Modena 5, III, 1-37, Modena 1938
- AUBOUIN, J.:
Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin.- Bull. Soc. géol. France 7, 2, 487-526, Paris 1960
- AUBOUIN, J.:
Developments in Geotectonics 1, Geosynclines.- Elsevier Publishing Company, Amsterdam-London-New York, 1-335, Amsterdam 1965
- BALDACCI, F., ELTER, P., GIANNINI, E., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., NARDI, R. & TONGIORGI, M.:
Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo "Macigno" dell'Appennino Setten-trionale.- Mem. Soc. geol. ital. VI, 2, 213-244, Pisa 1967
- BARBIERI, F. e MOSNA, S.:
Segnalazione di una microfazies comune nel flysch dell'Appennino.- Atti Ist. Geol. Univ. Pavia XVI, 12-16, Pavia 1964
- BARBIERI, F. e ZANZUCCHI, G.:
La stratigrafia della Valle di Roccaferara (Appennino Parmense).- Atti Soc. ital. Sci. Nat. e Mus. Civ. Stor. Nat. Milano CII, 155-222, Parma 1963
- BEHRMANN, R.:
Die geotektonische Entwicklung des Appennin-Systems.- Geotekt. Forsch., 12, 1958

- BERTOLANI, M.: Ricerche sulla rocce prasinitiche e anfibolitiche e sul giacimento metallifero di Vigonzone. - Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, Modena 1959
- BOLLI, H.: Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. - Eclogae geol. Helvetiae 37, 2, Basel 1944
- BOLLI, H.: Genera Globigerina und Globorotalia in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I. - Studies in Foraminifera-U.S. Nat. Mus. Bull. 215, 61-81, Washington D.C. 1957
- BOLLI, H.: Planctonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. - Studies in Foraminifera-U.S. Nat. Mus. Bull. 215, 97-125, Washington D.C. 1957
- BONI, A.: Elementi per la struttura geologica della perzione di NW dell'Appennino settentrionale. - Estr. Rich. Scient., 1-13, Spoleto Oct. 1957
- BONI, A.: Il Paleogene sull'Appennino settentrionale a W della linea Sarzana - Piacenza. - Mem. Soc. geol. ital. III, 331-348, Pavia 1962
- BONI, A., BRAGA, G., MARCHETTI, G.: Segnalazione di calcari marnosi a lucine al tetto del "macigno" di Bobbio. - Boll. Soc. geol. ital. LXXXII, 3, 1-18, Roma 1963
- BONI, A., BRAGA, G., VANOSI, M.: Guida alle escursioni. - 1-161, Pavia 1961
- BRAGA, G.: Litologia e stratigrafia dei calcari alberesi dei dintorni di Farini d'Olmo. - Mem. Soc. geol. ital. III, 349-361, Pavia 1962
- BRAGA, G.: Il Paleogene di M. Roccone nell'Appennino di Piacenza. - Mem. Soc. geol. ital. III, 395-408, Pavia 1962
- BRAGA, G.: Geologia delle Valli Nure e Perino. - Atti Ist. Geol. Univ. Pavia XVII, 1-49, Pavia 1965
- BRONNIMANN, P. & BROWN, N.K. Jr.: Taxonomy of the Globotruncanidae. - Eclogae geol. Helvetiae 48, 2, 503-561, Basel 1955
- CITA, M.B.: Jurassic, Cretaceous and Tertiary Microfacies from the Southern Alps. - Internat. sedimentary petrogra. Series VIII, 6-99, Leiden 1965
- CITA, M.B., GELATI, R.: Globoquadrina langhiana n.sp. del Langhiano-Tipo. - Riv. ital. Paleont. 66, 241-246, 1960

- CONTI, S.: Nuove osservazioni sulla preparazione della carta geologica della Liguria.- Atti Ist.Geol.Univ.Genova I, 1, 3-94, Genova 1963
- CORTEMIGLIA, G.C.: Esempio di ofiolitismo cretaceo-superiore presente nei calcari marnosi ad elmintoidi e fucoidi della Val d'Aveto.- Atti Ist.Geol.Univ. Genova I, 2, 321-346, Genova 1963
- CORTEMIGLIA, G.C.: Gli argilloscisti con intercalazioni di calcari palombini della zona di Ottone (Val Trebbia).- Atti Ist. Geol.Univ.Genova II, 2, 205-310, Genova 1964
- CRESCENTI, U.: Sulla Biostratigrafia del Miocene affiorante al confine Marchigiano-Abruzzese.- Estr.Geol.Romana V, 1, 1-53, Roma 1966
- CUVILLIER, J.: Correlations stratigraphiques par Microfazies en Aquitaine Occidentale.- 7-25, 40 Taf., Leiden 1951
- DE ROSA, E.: Sulla datazione dell'Alberese di Farini d'Olmo (Appennino settentrionale), studio stratigrafico e micropaleontologico.- Riv.ital. Paleont. LXX, 2, 279-304, Milano 1964
- DOTT, H.R.: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.- Bull.amer. Ass.Petroleum Geologists 47, 1, 104-128, Tulsa 1963
- DROOGER, C.W., REISS, Z., RUTSCH, R.F., MARKS, P.: Proceedings of the third session in Berne, 8-13 June 1964.- Internat.Union geol.Sci.Com.Strat., Leiden 1966
- EAMES, F.E., BANNER, F.T., BLOW, W.H., CLARK, W.J.: Fundamentals of Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation.- University Press, 1-160, Cambridge 1962
- ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M., TREVISAN, L.: Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale.- Rend.Classe di Sci.Fis.Mat.Nat. XXIX, VIII, 6, 497-502, Roma 1960
- ELTER, P., GRATZIU, C., LABESSE, B.: Sul significato dell'esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale.- Estr. Boll.Soc.geol.ital. XIII, 1, 1-22, Pisa 1964
- ELTER, P., e RAGGI, G.: Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3-Tentativo di interpretazione delle orce cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure.- Boll.Soc.geol.ital. 84, 5, 1-12, Pisa 1965

- ELTER, G., ELTER, P.,
STURANI, C., et
WEIDMANN, M.: Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes.-Bull.Laboratoires Geol., Min. Geoph., Univ. Lausanne, 167, 279-377, Lausanne 1966
- FIERRO, G.: Ritrovamento di "Disticoplax" o altrimenti "Rhabdopleura" nei calcari marnosi di M. Carevolo.-Atti Ist. Geol. Univ. Genova I, 1, 197-203, Genova 1963
- FLORES, G.: Evedence of Slump Phenomena (Olisthostromes) in Areas of Hydrocarbon Exploration in Sicily.-5. World Petroleum Congr. Proc. Sect. I, 259-275, New York 1959
- FOLK, R. L.: Spectral Subdivision of Limestone Types.-Amer. ass. Petroleum Geologists, mem. 1, 62-84, Oklahoma 1962
- GANDOLFI, R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacei dintorni di Baleina.-Riv. ital. Paleont., XLVIII, 97-107, XX Supplemento 1942
- GAZZI, P.: On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the Northern Apennines.-J. sedimentary Petrology 35, 1, 107-115, Bologna 1965
- GOLDBERG, G.: Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli-Passo della Cisa, Prov. Massa-Carrara, Italien.-Diss. Freie Univ., 1-146, Berlin 1965
- GÖRLER, K. & IBBEKEN, H.: Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin.-Geol. Rdsch., 53, 73-84, Stuttgart 1964
- GÖRLER, K. & REUTTER, K. J.: Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins.-Geol. Rdsch., 53, 358-375, Stuttgart 1964
- GÖRLER, K. & REUTTER, K. J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.-Geol. Rdsch., 57, 484-514, Stuttgart 1967
- GÜNTHER, K.: Zur Geologie der Zone zwischen den nördlichen Apuaner Alpen und dem Apennin-Hauptkamm.-Diss. Freie Univ., 1-179, Berlin 1967
- HAM, W. E., PRAY, L. C.: Classification of carbonate rocks.-Amer. ass. Petroleum Geologists, mem. 1, 2-19, Oklahoma 1962
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental.-Bay. Akad. Wiss. Math.-Nat., 104, 1-119, München 1962

- HESS, H.H.: Serpentine, Orogeny and Epeirogeny.-
Geol. Soc. Amer. paper 62, 391-409,
New York 1955
- HEYMANN, H.F.: Geologische Untersuchungen des emilia-
nischen Apennins zwischen Fanano und
Gaggio-Montano, Prov. Bologna, Italien.
Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ., 1-138,
Berlin 1967
- IBBEKEN, H.: Antola-Alberese und Kreide-Tertiär-
Grenze zwischen Borbera und Staf-
fora.-M. Richter-Festschrift, 83-95,
Clausthal-Zellerfeld 1965
- IBBEKEN, H. & REUTTER, K.J.: Zum Problem der intramontanen
Oligozänmolassen im Nordapennin.-
Eclogae geol. Helvetiae 60, 1, 93-108,
Basel 1967
- KETTNER, R.: Allgemeine Geologie I.-VEB Verlag
der Wissenschaften, 1-412, Berlin.
1958
- KIMURA, T.: Thickness distribution of sandstone
beds and cyclic sedimentations in
the turbidite sequences at two
localities in Japan.-Bull. Earthquake
Res. Inst., 44, 561-607, 1966
- KLEBELSBERG, R. VON: Die eiszeitliche Vergletscherung der
Apenninen.-Zeitschr. Gletscherkunde,
18, 20, 21, 121-169, Berlin 1930-33
- KRAUS, E.C.: Über das tektonische Raumproblem,
behandelt am Beispiel des ligurisch-
tyrrhenischen Orogens.-Geol. Jb.,
81, 221-236, Hannover 1964
- KRONBERG, P.: Photogeologie.-Clausthaler Tektoni-
sche Hefte, 6, 1-234, Verlag E. Pilger
Clausthal-Zellerfeld 1967
- KRAMPE, K.D.: Zur Gliederung des Hochapennins zwi-
schen Secchia und Enza.-Diss. Freie
Univ., 1-161, Berlin 1964
- KUBE, W.: Stratigraphie und Tektonik des Aveto-
Tales im Hinblick auf den Bauplan
des Nord-Apennins.-Diss. Freie Univ.,
1-89, Berlin 1965
- KUENEN, Ph.H.: Turbidity currents a major factor in
flysch deposition.-Eclogae geol.
Helvetiae 51, 5, 1009-1021, Basel 1958
- KUENEN, Ph.H. &
MIGLIORINI, C.I.: Turbidity currents as a case of
graded bedding.-J. Geol., 58, 91-127,
Chicago 1950
- LABESSE, B.: Sur les ophiolithes et les brèches
associées dans l'Apennin septentrio-
nale.-Bull. Soc. geol. France 4, 867-870,
Paris 1962

- LABESSE, B.: Sur la découverte d'une microfaune maestrichtienne à la base des calcaires de Cima Liscaro (Apennin Ligure).-C.R.Acad.Sci., Séance du 28 Janvier 1963, 1139-1140, Paris 1963
- LABESSE, B.: Age calcaire "alberese" du val d'Aveto (Apennin Ligure).-C.R.Acad.Sci., Séance du 4 février 1963, 1321-1323, Paris 1963
- LABESSE, B.: Tectonique de la région de Bobbio (Apennin-septentrional, Italie).- Bull.Soc.géol.France 3, 287-293, Paris 1963
- LABESSE, B., et MAGNE, J.: Nouvelles données stratigraphiques sur la région de Bobbio.-Bull.Soc. géol.France 5, 165-172, Paris 1963
- LAURERI, S.: Cenni sulla giacitura del Neogene nel Pedepennino piancentino fra i valli dell'Arda e del Nure.- L'Ateneo Parmense 35, 1-7, Parma 1965
- LOESCHKE, J.: Stratigraphie und Tektonik zwischen dem oberen Parma- und Enzatal im Nord-Apennin.-Diss.Freie Univ., 1-123, Berlin 1965
- LOMBARD, A.: Stratonomie des séries du flysch.- Eclogae geol.Helvetiae 56, 2, 481-511, Basel 1963
- LOTTI, B.: Contribuzione allo studio delle serpentine italiane e della loro origine.-Boll.R.Com.geol.ital.4, 1883
- LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nord-Apennin.- Geol.Rdsch., 1, 36-64, Stuttgart 1929
- LUTERBACHER, H.: Studies in some Globorotalia from the Paleocene and lower Eocene of the central Apennines.-Eclogae geol. Helvetiae 57, 631-730, Basel 1964
- MAGGI, S.: Per oltre quattro secoli Ferriere fu un attivo centro minerario.- Liberta, Giornale di Piacenza, Edizione 196, mercoledì 18, agosto 1965
- MARKWICH, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet von Corniglio (Provinz Parma, Nord-Apennin).-Unveröff.Dipl.-Arb. Freie Univ., 1-74, Berlin 1964
- MAXWELL, J.C.: Structural geology of the Ottone area, Piacenza and Genova.-Estr.Mem. Soc.geol.ital., IX, 1-23, Bologna 1963

- MERLA, G.: I graniti della formazione ofiolitica appenninica.-Boll.R.Uff.Geol.Ital., 58, 1-115, Roma 1933
- MERLA, G.: Geologia dell'Appennino settentrionale.-Boll.Soc.geol.ital. 70, 95-382, Roma 1952
- MIGLIORINI, C.I.: Le fasi orogenetiche nell'Appennino settentrionale.-Boll.Soc.geol.ital. 64, 46, 48, Roma 1945
- MIGLIORINI, C.I.: Sull'origine delle brecce ofiolitiche della regione Appenninica Settentrionale.-Boll.Soc.geol.ital. 64, 23-25, Roma 1945
- MUTTI, E.: Particolare tipo di struttura sedimentaria del Macigno della Val Trebbia.-Estr.Riv.ital.Paleont. LXVI, Milano 1961
- MUTTI, E.: Sul possibile significato stratigrafico del Macigno della Val Trebbia (Appennino Piacentino).-Riv.ital.Paleont. LXVII, 1, 3-16, Milano 1961
- MUTTI, E.: Confronto tra le direzioni d'apporto dei clastici entro il Macigno e il "Tongriano" dell'Appennino di Piacenza.-Riv.ital.Paleont. LXIX, 3, 235-258, Milano 1963
- MUTTI, E.: Schema paleogeografico del Paleogene dell'Appennino di Piacenza.-Riv.ital.Paleont. LXX, 4, 869-885, Milano 1964
- MUTTI, E., DE ROSA, E., SACCANI, G.: Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (App. settentrionale).-Riv.ital.Paleont. 71, 2, 565-602, Milano 1965
- NARDI, R.: Schema geologico dell'Appennino tosco-emiliano tra il M.Cusna e il M.Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino.-Boll.Soc.geol.ital. LXXXIV, 5, 35-92, Pisa 1965
- PANNELLA, G., PIZZOCHERO, M.L.: Considerazioni su alcuni microfaune dell' "Argilla" del Bobbiese.-Mem.Soc.geol.ital. III, 365-376, Pavia 1962
- PASSERINI, P.: Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno.-Boll.Soc.geol.ital. LXXXIV, 93-176, Pisa 1965

- PASSERINI, P. e PIRINI, C.: Microfaune paleoceniche nelle formazioni dell'arenaria del M. Ramaceto e degli argilloscisti di Cichero.-Boll. Soc.geol.ital.83,4,211-214, Pisa 1965
- PETTIJOHN, F.G.: Sedimentary rocks.-Harpers Geoscience Series,1-718, New York 1957
- POKORNY, P.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie.-VEB Verlag der Wissenschaften I,1-582, Berlin 1958
- RAMDOHR, F.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.-VEB Verlag der Wissenschaften,1-1089, Berlin 1960
- RENTZ, K.: Geologie des Dolomiten.-Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ.,1-129, Berlin 1967
- REUTTER, K.J.: Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin.-N.Jb.Geol. Paläont.Mh.11,563-588, Stuttgart 1961
- REUTTER, K.J.: Submarine Gleitungs- und Resedimentationsvorgänge am Beispiel des Monte Modino (Nord-Apennin).-M.Richter-Festschrift,167-183, Clausthal-Zellerfeld 1965
- REUTTER, K.J.: Der geotektonische Bauplan des Nordapennins unter besonderer Berücksichtigung neuer Ergebnisse im Gebiet um Pievapelago.-Unveröff.Habilitations-schrift,Freie Univ., Berlin 1966
- REUTTER, K.J. & SAMES, C.W.: Fazieszusammenhänge im Nordapennin.-Z.dtsch.geol.Ges.,620-646, Hannover 1964
- REUTTER & SCHLÜTER: Manuskript, L'Aeneo Parmense 1968
- REUTTER, K.J. & SERPAGLI, E.: Micropaleontologia stratigrafica sulla "scaglia rossa" di Val Gordana.-Boll.Soc.paleont.ital.I,10-30, Modena 1961
- RICHTER, M.: Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung.-Geologie 7, v.Bubnoff-Gedenkschrift,312-318, Berlin 1958
- RICHTER, M.: Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin.-Geol.Rdsch.,50,529-537, Stuttgart 1960
- RICHTER, M.: Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz.-N.Jb.Geol.Paläont.Mh.3,130-142, Stuttgart 1962
- RICHTER, M.: Alpen, Apennin und Dinariden.-N.Jb. Geol.Paläont.Mh.,466-480, Stuttgart 1962

- RICHTER, M.: Der Bauplan des Apennins.-N.Jb.Geol. Paläont.Mh., 2, 509-518, Stuttgart 1963
- ROCCATI, A.: Conglomerati a elementi cristallini nella valle Aveto (Appennino Ligure-Piacentino).-Boll.Soc.geol.ital.40, Roma 1921
- ROSSI, D.: Studio stratigrafico e tettonico della Val d'Aveto (Appennino settentrionale).-Ist.Geol.Univ.Pavia 106, VI, 1-91, Pavia 1957
- ROVERETO, G.: Assetto tettonico fra la Trebbia e l'Aveto.-Boll.Soc.geol.ital.XLV, 97-134, Roma 1926
- RUCHIN, L.B.: Grundzüge der Lithologie.-VEB Akademie Verlag, 1-806, Berlin 1958
- SACCO, F.: La grande faglia del M.Rocchetta (Appennino bobbiese).-Boll.Soc.geol.ital.47, 180-184, Roma 1928
- SACCO, F.: Léta del "Macigno".-Atti Accad.Naz. Lin., Rend.Cl.Sci.fis.Math.Nat., II, Roma 1947
- SAMES, C.W.: Zur Geologie des Nordapennin im Raum Bedonia, Provinz Parma.-Diss.Freie Univ., 1-55, Berlin 1960
- SAMES, C.W.: Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien).-Geol.Jb. 81, 481-518, Hannover 1963
- SAMES, C.W.: Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und gradiertter Konglomerate.-M.Richter-Festschrift, 185-202, Clausthal-Zellerfeld 1965
- SCHAUB, H.: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches mit besonderer Berücksichtigung der Paleocaenen und Untereocaenen Nummuliten und Assilinen.-Schweiz.paläont.Abhdlg.68, 1-336, 1951
- SCHLÜTER, H.U.: Geologische Untersuchungen im oberen Nuretal bei Ferriere (Piacenza, Nord-Apennin).-Unveröff.Dipl.-Arb. Freie Univ., 1-81, Berlin 1966
- SCHNEIDER, J.: Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin.-Abhdlg.Ges.Wiss.Göttingen Math.Phys., III, 14, Berlin 1935
- SCHULZE, K.H.: Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valderna-Borgo Val di Taro.-Diss.Freie Univ., 1-129, Berlin 1965

- SEILACHER, A.: Geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.-Z.dtsch.geol.Ges. 105, 214-227, Hannover 1954
- SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse.-Eclogae geol. Helvetiae 51, 3, 108-178, Basel 1958
- SEILACHER, A.: Tektonischer, sédimentologischer und biologischer Flysch.-Geol.Rdsch. 56, 1, 189-200, Stuttgart 1967
- SELIGMANN, F.: Die Ophiolithe und ihre Hüllgesteine von St.Stefano d'Aveto.-Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Univ., 1-128, Berlin 1968
- STAUB, R.: Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau Toskanas nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins.-Naturf.Ges.Zürich, LXXVII, 184-248, Zürich 1932
- STEINMANN, G.: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.-XIV'e Congr.geol.internat., 637-667, Madrid 1926
- STRUENSEE, G. VON: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberen Reno-Tales, Prov.Bologna und Pistola (Italien).-Diss.Freie Univ., 1-156, Berlin 1967
- TARAMELLI, T.: Contribuzione alla Geologia dell' Appennino di Piacenza.-Atti R.Ist. Lomb., 1884
- TEICHMÜLLER, R.: Der Deckenbau des Nord-Apennins zwischen Modena und Massa-Carrara.-Abhdlg.Ges.Wiss.Göttingen, Math.Phys., III, 13, 1-61, Göttingen 1935 (1935a)
- TEICHMÜLLER, R.: Die Stellung des Ligurischen Scheitels im alpinen Orogen.-Abhdlg.Ges.Wiss.Göttingen, Math.Phys., III, 14, Göttingen 1935 (1935b)
- TEICHMÜLLER, R. & QUITZOW, H.W.: Die Beziehungen zwischen dem nord-apenninen und kalabrischen Deckenbau.-Abhdlg.Ges.Wiss.Göttingen, Math.Phys., III, 13, 181-186, Göttingen 1935
- TEN HAAF, E.: Signification of convolute lamination.-Geologie en Mijnbouw, 18. Jahrgang, 188-194, Groningen 1956
- TEN HAAF, E.: Graded beds of the Northern Apennines.-Diss.Univ.Groningen, 1-96, Groningen 1959
- TEN HAAF, E.: La structure de la fenêtre de Bobbio.-Boll.Soc.geol.ital. 80, 3, 95-100, Roma 1961

- TRÖGER, W.E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten, gesteinsbildenden Minerale.
In: FREUND, H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik IV, 1, Frankfurt 1955
- VAN DER HEIDE, S.: De Geologie van het Gebied tusschen Scrivia en Staffora, ten N van de lijn: Isola del Cantone-M. Giarolo-Santa Margherita di Bobbio.-Leidsche Geologische Mededeelingen XII, 87-170, Deel 1941
- WEZEL, F.C.: Ricerche sedimentologiche su una serie argillitico-marnosa del "macigno" della regione di Bobbio (Appennino Piacentino).-Boll.Soc.geol.ital. 79, 1, 143-163, Roma 1960
- WIEDENMAYER, C.: Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno- und Idice-Tal.-Eclogae geol.Helvetiae 43, 115-144, Basel 1950
- WIJKERSLOOTH, P.DE: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toscanas.-Geol. Ist.Amsterdam, 1-420, Amsterdam 1934
- ZACCAGNA, D.: Descrizione geologica delle Alpi Apuane.-Mem.Descr.Carta geol.ital. 25, 1932
- ZANZUCCHI, G.: Alcune idee aproposito di finestre tettoniche nell'Appennino Parmense.-Boll.Soc.geol.ital. 77, 3, 29-38, Roma 1958
- ZANZUCCHI, G.: La Geologia dell'Alta Val Parma.-Mem.Soc.geol.ital. 4, 131-211, Bologna 1963

H. LEBENSLAUF

Am 3. September 1940 wurde ich, Hans-Ulrich Schlüter, als Sohn des Chemikers Dr.H. Schlüter und seiner Ehefrau Elfriede, geborene Bartsch, in Berlin-Charlottenburg geboren. Nach dem Besuch der 5. Grundschule in Berlin-Charlottenburg legte ich im Februar 1960 die Reifeprüfung an dem Friedrich-Ebert-Gymnasium in Berlin-Wilmersdorf ab.

Seit dem Sommersemester 1960 studierte ich an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin im Hauptfach Geologie. Während der Semesterferien leistete ich Praktika im Steinkohlenbergbau, Erzbergbau, sowie in der Seismik. Im Herbst 1963 war ich im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung und bei der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover beschäftigt. Mein Studium beendete ich im Juni 1966 mit der Diplom-Hauptprüfung.

Meine akademischen Lehrer an der Freien Universität Berlin waren die Herren Professoren:

Dr.M.Richter, Dr.G.Bischoff (Geologie), Dr.H.J.Schneider (Angewandte Geologie), Dr.K.R.Mehnert (Mineralogie und Petrographie), Dr.W.G.Kühne (Paläontologie), Dr.K.J.Müller (Mikropaläontologie), Dr.K.F.Jahr, Dr.P.W.Schenk, Dr.G.Manecke (Chemie), Dr.H.Lassen (Physik), Dr. W.Ulrich (Zoologie) und Dr.Ch.Thielke (Botanik), sowie die Herren Dozenten:

Dr.K.Kohler (Kristallographie), Dr.K.J.Reutter (Sedimentologie), Dr.J.Liedholz (Bodenkunde), Dr.A.Schneider, Dr.F.List (Photo-geologie), Dr.G.Hahn (Stratigraphie), Dr.P.Giese (Angewandte Geophysik).

